



Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra

-XVIII ciclo-

STRUTTURA GEOLOGICA E CROSTALE DEL SETTORE NORD DEL PLATEAU DELLE MALVINAS E SUE CORRELAZIONI TETTONO-STRATIGRAFICHE CON LA PIATTAFORMA CONTINENTALE ARGENTINA

Dott^{ssa} Emanuela Petruccione

Tutore

Prof. Giuseppe Nardi

Co-tutori

Dott. Alejandro Tassone

Dott^{ssa}. Marina Iorio

Dott. Emanuele Lodolo

Coordinatore

Prof. Giuliano Ciampo

Tesi di Dottorato

Napoli 2005

INDICE

CAPITOLO 1 - INTRODUZIONE **4**

1.1. IPOTESI E STATO DELL'ARTE	4
1.2. OBIETTIVI	5
1.3. CORPO DELLA TESI	5

CAPITOLO 2 - CONOSCENZE PREGRESSE **7**

2.1. GENESI DELL'OCEANO ATLANTICO SUD-OCCIDENTALE E DEL MARGINE CONTINENTALE MERIDIONALE ARGENTINO	9
2.1.1. <i>PLATEAU DELLE MALVINAS</i>	13
2.1.2. <i>BACINO SETTENTRIONALE DELLE MALVINAS (NORTH MALVINAS BASIN)</i>	17
2.2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO	19
2.2.1. <i>TETTONICA</i>	19
2.2.2. <i>STRATIGRAFIA</i>	25

CAPITOLO 3 – CONFRONTO CON ALTRI MARGINI CONTINENTALI TRASFORMI **41**

3.1. LA ZONA DI FRATTURA AGULHAS	43
3.2. IL MARGINE CONTINENTALE TRASFORME DEL GHANA-COSTA D'AVORIO (ROMANCHE FRACTURE ZONE)	46
3.3. IL MARGINE CONTINENTALE TRASFORME DEL PLATEAU DI EXMOUTH	50

CAPITOLO 4 - DATI E METODOLOGIE **52**

4.1. TIPOLOGIA E PROVENIENZA DEI DATI	52
4.1.1. <i>SISMICA A RIFLESSIONE MULTI-CANALE</i>	52
4.1.2. <i>SONDAGGI</i>	57
4.2. METODOLOGIA	65
4.2.1. <i>ANALISI DEI PROFILI SISMICI</i>	66
4.2.2. <i>UTILIZZO DEI SONDAGGI</i>	70
4.2.3. <i>TRATTAMENTO ED UTILIZZO DEI DATI DI BATIMETRIA, DI ANOMALIA GRAVIMETRICA DI ARIA LIBERA E DI ANOMALIA MAGNETICA.</i>	70

CAPITOLO 5 - SISMO-STRATIGRAFIA **72**

5.1. BASAMENTO ACUSTICO	74
5.1.1. <i>CROSTA CONTINENTALE</i>	75
5.1.2. <i>CROSTA OCEANICA</i>	75
5.2. IDENTIFICAZIONE E DESCRIZIONE DELLE FACIES E DELLE UNITÀ SISMICHE	78
5.2.1. <i>UNITÀ A</i>	78
5.2.2. <i>UNITÀ B</i>	79
5.2.3. <i>UNITÀ C</i>	79
5.2.4. <i>UNITÀ D</i>	80
5.3. DIVISIONE SISMO-STRATIGRAFICA PROPOSTA	82
5.3.1. <i>DISCONTINUITÀ STRATIGRAFICHE</i>	83
<i>TAVOLE ESPLICATIVE DEI PROFILI SISMICI STUDIATI</i>	86

<i>CAPITOLO 6 – TETTONICA</i>	104
6.1. FASE 1	105
6.2. FASE 2	105
6.3. FASE 3	106
6.4. FASE 4	107
6.5. FASE 5	108
<i>CAPITOLO 7 – INTERPRETAZIONE GEOFISICA</i>	109
7.1. ANALISI ED ELABORAZIONE DEI DATI DI ANOMALIA GRAVIMETRICA	109
7.2. ANALISI ED ELABORAZIONE DEI DATI DI ANOMALIA MAGNETICA	115
7.3. INTEGRAZIONE DEI DATI PROVENIENTI DALLA INTERPRETAZIONE DEI PROFILI SISMICI CON I DATI DI ANOMALIA MAGNETICA E GRAVIMETRICA	120
<i>CAPITOLO 8 – DISCUSSIONE E CONCLUSIONI. MODELLO EVOLUTIVO DELL'AREA OGGETTO DI STUDIO</i>	125
<i>BIBLIOGRAFIA</i>	137

Capitolo 1 - Introduzione

1.1. Ipotesi e Stato dell'Arte

Durante gli anni '70 l'Oceano Atlantico sud-occidentale è stato oggetto di diversi studi di sismica a rifrazione ed a riflessione. Nello specifico, molti di questi studi miravano ad una investigazione della coltre sedimentaria e delle caratteristiche crostali della piattaforma continentale argentina e della sua estensione orientale corrispondente al Plateau delle Malvinas.

Dalla metà degli anni '80 fino ad oggi, sono state realizzate diverse campagne geofisiche marine per l'esplorazione degli idrocarburi nel sottosuolo oceanico. Queste campagne hanno permesso di disporre di un numero significativo di linee sismiche a riflessione multi-canale di buona qualità per uno studio come quello che proposto in questa tesi.

In relazione ad altre aree simili della Terra, pochi lavori sono stati sviluppati finalizzando alla determinazione di un modello geologico-geofisico, che permettesse di ricostruire l'evoluzione del Plateau delle Malvinas e della sua connessione con la Piattaforma Continentale Argentina in relazione all'espansione dell'Oceano Atlantico meridionale.

La Scarpata delle Malvinas, che delimita a nord il Plateau delle Malvinas, rappresenta il settore più occidentale della Zona di Frattura Agulhas-Malvinas. Essa è costituita da un complesso sistema di faglie trascorrenti che ha controllato il movimento di apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale.

La natura geologica del Plateau delle Malvinas non è stata ancora ben definita. Alcuni autori (Rabinowitz & LaBreque, 1979; Del Ben & Mallardi, 2004) considerano il Plateau delle Malvinas come una semplice estensione orientale della Piattaforma Continentale Argentina, limitato a sud dalla Fossa delle Malvinas e dalla Dorsale Settentrionale di Scozia, ed a nord dalla Zona di Frattura Agulhas-Malvinas. Altri autori (Barker, 1999; Macdonald et al., 2003), invece, propongono che il plateau si sia formato durante un primo stadio di apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale, e che abbia traslato fino alla posizione attuale durante la separazione del paleo-continente Gondwana.

Sulla base delle informazioni geofisiche a disposizione in questo lavoro di testi, si propone l'ipotesi che la parte più settentrionale del Plateau delle Malvinas sia di natura oceanica, a differenza di quanto postulato da altri autori (Lorenzo & Wessel, 1997). L'ipotesi proposta in questa tesi viene supportata da risultati ottenuti dallo studio comparato di profili di sismica a riflessione multi-canale, eseguiti nell'area di giunzione tra la piattaforma continentale argentina vera e propria ed il settore occidentale del Plateau delle Malvinas, e di profili di anomalia magnetica e gravimetrica. L'ipotesi presentata in questo lavoro sarebbe confermata dalla presenza di frammenti di basalti e gabbri dragati in alcuni punti sulla sommità della Scarpata delle Malvinas, e si accorderebbe con la configurazione dei riflettori sismici osservati nei profili disponibili per l'area di studio {Lorenzo & Mutter, 1988}.

1.2. Obiettivi

Il principale scopo di questo lavoro è quello di delineare la struttura e la storia evolutiva della zona occidentale della frattura oceanica Agulhas-Malvinas e le sue interazioni con la Piattaforma Continentale Argentina.

Questo obiettivo viene perseguito attraverso lo studio integrato di profili sismici a riflessione multi-canale, di dati di anomalia gravimetrica e di dati di anomalia magnetica. Questo studio viene eseguito principalmente sul settore centro-settentrionale del Plateau delle Malvinas, e sul Bacino Settentrionale delle Malvinas (*North Malvinas Basin*), al fine di delineare una storia evolutiva parallela tra un bacino francamente di margine passivo (*North Malvinas Basin*), che si sviluppa sulla Piattaforma Continentale Argentina, ed uno di dubbia struttura quale il Bacino del Plateau delle Malvinas.

Per raggiungere questo obiettivo principale, sono stati perseguiti i seguenti obiettivi parziali. (i) Il lavoro di interpretazione dei profili sismici ha portato alla identificazione di cinque unità sismo-stratigrafiche quali il Basamento, l'unità A; l'unità B; l'unità C e l'unità D. Di queste cinque, due sono state suddivise in due sub-unità ciascuna: le unità: B₁ e B₂, e le unità D₁ e D₂. Sono state identificate inoltre 6 discontinuità stratigrafiche. (ii) Sempre attraverso l'interpretazione dei profili di sismica a riflessione, sono state identificate le strutture esistenti nell'area di studio successivamente raggruppate in cinque fasi tettoniche. (iii) L'analisi e l'interpretazione delle anomalie magnetiche e gravimetriche di aria libera, integrate con l'analisi dei profili sismici, ha permesso la caratterizzazione crostale del basamento acustico osservabile nei profili sismici. (iv) L'insieme di questi traguardi parziali ha permesso di formulare un'ipotesi sulle possibili correlazioni tettono-stratigrafiche esistenti tra il Plateau delle Malvinas e La Piattaforma Continentale Argentina, con la presentazione di un probabile modello evolutivo geodinamico di quest'area, nel quadro generale dell'evoluzione dell'Oceano Atlantico Meridionale.

1.3. Corpo della Tesi

Questa Tesi di Dottorato si presenta è presentato in un unico esemplare comprendente testo, figure e bibliografia completa.

Essa è composta di quattro parti. Nella prima parte (capitoli 1, 2, 3 e 4) viene presentato il lavoro, si evidenziano gli obiettivi proposti, si individua geograficamente l'area di studio, si introducono le conoscenze geologiche pregresse, si compara la zona studio con altre aree del pianeta con caratteristiche geologiche simili, si presentano i dati su cui si svilupperà il lavoro di tesi e, infine, si descrive la metodologia seguita per raggiungere i risultati che si presentano nella successiva seconda parte del lavoro di Tesi.

La seconda parte (capitoli 5 e 6) è dedicata allo studio sismo-stratigrafico e della tettonica che agisce nell'area oggetto di studio. Vengono definite le unità sismiche principali e le loro relazioni con la tettonica che ha dato origine alla configurazione attuale del Plateau delle Malvinas e che hanno agito lungo il settore occidentale della zona di Frattura Agulhas-Malvinas.

Nella terza parte si realizza un'analisi geofisica della crosta basandosi sui dati geofisici disponibili (capitolo 7). Quindi si discutono i risultati raggiunti e si enumerano le conclusioni più significative a cui si è approdato in questo lavoro, infine si presenta un modello evolutivo integrale della zona di studio (capitolo 8).

Infine, nella quarta parte, si presenta la bibliografia utilizzata per questo lavoro di tesi.

Capitolo 2 - Conoscenze Pregresse

La Piattaforma Continentale Argentina è tra le più estese del mondo. Essa si sviluppa per oltre 1.000.000 Km², raggiungendo i 240 Km di larghezza alla latitudine del Rio della Plata e superando i 500 Km di larghezza in corrispondenza delle Isole Malvinas (figura 2.1).

Lo scarpata continentale collega la piattaforma al Bacino Argentino, il quale ha un'estensione di circa 3.400.000 Km² e raggiunge profondità di circa 6000 m (figura 2.1).

Il Plateau delle Malvinas si estende per circa 1800 Km ad est delle Isole Mavinas e copre un'area di circa 500.000 Km². Esso ha una profondità che varia tra i 200 m e 2500 m ed è delimitato a nord dalla Scarpata delle Malvinas, che presenta una morfologia molto ripida, con una pendenza verso nord con angoli che superano i 45° e che separa il plateau dal Bacino Argentino, dalla depressione della Fossa delle Malvinas, a sud, caratterizzato da profondità medie di 3000 m, con una estensione di circa 1700 Km, ad est dal Banco di Maurice Ewing, costituito da un alto morfo-strutturale, di forma quasi triangolare, caratterizzato da profondità inferiori ai 1500 m, infine ad ovest dalle Isole Malvinas.

Il Bacino Settentrionale delle Malvinas insiste sul margine della piattaforma continentale argentina, tra 100 e 250 Km a nord delle Isole Malvinas. Esso ha un'estensione di circa 46000 Km², con una direzione principale N-S ed uno secondario NO-SE, con una profondità che varia tra i 150 m, a sud vicino alle Isole Malvinas, ed i 2000 m a nord, sul margine della piattaforma. Esso si presenta con un asse principale lungo 270 Km ed un asse secondario di 100 Km (figura 2.1).

La Scarpata delle Malvinas è l'evidenza morfologica del segmento più occidentale della faglia trasforme Agulhas-Malvinas, la Zona di Frattura di Malvinas. La faglia trasforme è una laterale-destra della lunghezza di 1200 Km, che si estende dalle coste orientali del Sud Africa alla coste argentine (figura 2.2).

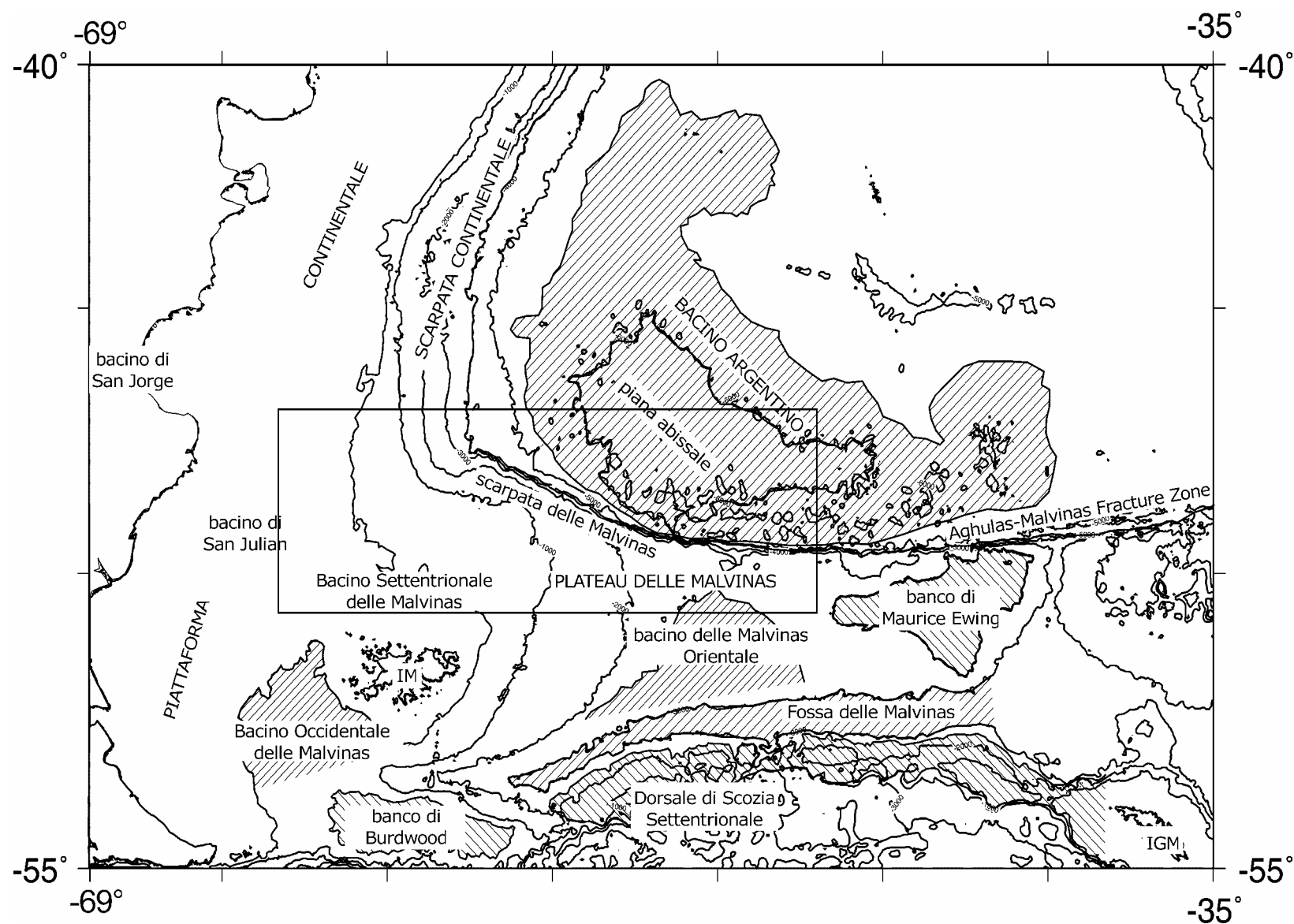


Figura 2.1. Mappa batimetrica e fisiografica di una parte del settore sud-occidentale dell'Oceano Atlantico Meridionale. Nel riquadro l'area oggetto di studio. IGM: Isola della Georgia Meridionale, IM: Isole Malvinas (modificato da Ramos, 1996).

2.1. Genesi dell'Oceano Atlantico Sud-occidentale e del Margine Continentale Meridionale Argentino

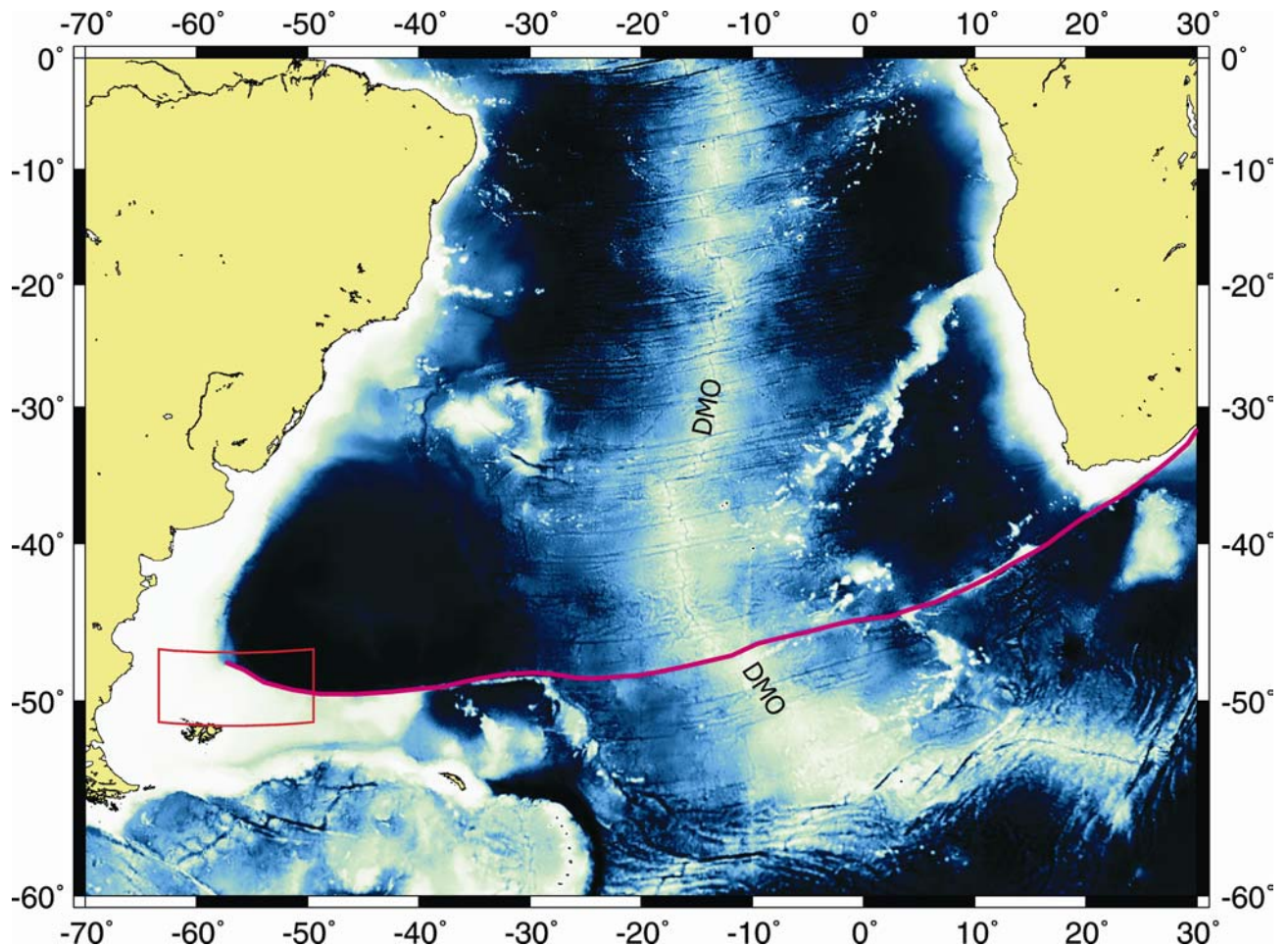


Figura 2.2. Mapa batimetria dell'Oceano Atlantico Meridionale. Il riquadro rosso delimita l'area oggetto di studio; in viola è evidenziato l'andamento dell'Zona di Frattura Agulhas-Malvinas; DMO: Dorsale Medio-Oceanica.

Le evoluzioni paleo-geografiche ipotizzate per il settore più meridionale dell'Oceano Atlantico hanno subito notevoli variazioni e miglioramenti con il passare dei decenni. Di particolare utilità è stata la quasi continua acquisizione, in questa area, di dati di anomalia magnetica e gravimetrica, a partire dagli anni '60 fino ad oggi. Molto importanti sono state le informazioni ottenute dai sondaggi eseguiti durante il Leg DSDP 36, nel 1974, ed il Leg DSDP 71, nel 1980, realizzati sia sul margine orientale che occidentale dell'Atlantico meridionale.

Lo sviluppo di ricostruzioni palinspastiche eseguite da diversi autori (Burke & Dewey, 1973; Newton, 1976; Burke, 1976; Thompson, 1977; Rabinowitz & LaBreque, 1979; Urien et al., 1981; Ludwig, 1983; Martin & Hartnady, 1986; Cande et al., 1988; Marshall, 1994; Biddle et al., 1996; Ramos, 1996; Richards et al., 1996; Thomson, 1998; Macdonald et al., 2003), ha portato alla teoria generale secondo la quale la storia evolutiva dell'Oceano Atlantico Meridionale può essere suddivisa in due fasi principali, che hanno interessato il Gondwana meridionale: una fase

di "pre-rift", compresa tra il Permiano ed il Triassico superiore, ed una fase di "syn-rift", dal Triassico superiore al Cretaceo inferiore.

Durante tutte queste fasi ha giocato un ruolo fondamentale l'attività della faglia trasforme Agulhas-Malvinas, la quale si è evoluta tra la placca sud-americana e quella sud-africana nel corso della rottura del Gondwana occidentale durante il Cretaceo inferiore. Precedentemente all'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale e prima della formazione della faglia trasforme Agulhas-Malvinas, il margine sud-orientale africano era saldato al margine settentrionale del sommerso Plateau delle Malvinas, a sud-est del Sud America (Rabinowitz & LaBrecque, 1979). Molto probabilmente l'attivazione di questa faglia è stata causata dall'attività del mantello astenosferico sottostante, attraverso forze idrostatiche prodotte da grandi plumes del mantello nell'area dell'attuale punto triplo stabile di Bouvet, punto di giunzione delle placche sud-americana, sud-africana ed antartica (Ben-Avraham et al., 1993).

La fase di "syn-rift", che si considera fondamentale per gli obiettivi di questa tesi, viene generalmente suddivisa in una serie di stadi successivi (Turner, 1999; Reeves, 2000; Macdonald et al., 2003). Tra 210 e 180 Ma si sviluppa, a sud del Cratone del Kaapvaal (Sud Africa), un'estesa area interessata da sistemi di faglie trascorrenti che portano ad una serie di rotazioni ed estensioni di blocchi crostali. In un momento successivo si verifica un'azione più marcata del plume mantellico (Karoo Plume) al disotto del Cratone del Kaapvaal, con lo sviluppo anche di un vulcanismo basaltico (figura 2.3.2.). Tra 180-165 Ma avviene la separazione tra Gondwana orientale ed occidentale, attraverso fratture che si propagano tra il blocco Madagascar/India/Antartide orientale ed il blocco Africa/Plateau delle Malvinas/Antartide occidentale. In questo stesso periodo si sviluppa un esteso vulcanismo acido nella parte più meridionale del Sud America, che accompagna le prime fasi di rifting durante il passaggio Giurassico-Cretaceo. Tra 165 e 135 Ma, una serie di bacini si aprono trasversalmente ai margini del proto-Atlantico (figura 2.4). Durante questo intervallo cominciano a delinearsi strutturalmente il Plateau delle Malvinas ed il Bacino Settentrionale delle Malvinas in Sud America ed il Bacino di Outeniqua in Sud Africa (figura 2.5 e 2.6). La posizione dei bacini argentini viene controllata dai lineamenti tettonici trascorrenti legati ai primissimi stadi della fase di "syn-rift". Inoltre, a causa dell'iniziale estensione obliqua (NE-SO), i bacini sviluppatisi sulla piattaforma continentale argentina, prima, e lo sciame di dicchi del Paraná, poi, presentano un alto angolo rispetto al successivo asse del rift. Il passaggio tra movimento crostale legato alle faglie trascorrenti a quello legato all'azione di faglie normali avviene tra 135 e 120 Ma, con lo sviluppo della dorsale con direzione N-S. Da questo momento in poi l'Oceano Atlantico Meridionale continua ad aprirsi in maniera sincrona per tutta la sua lunghezza (figura 2.3.4). Successivamente, l'apertura dell'Atlantico Meridionale viene fortemente influenzata dal plume del Paraná-Etendeka. Dopo i 120 Ma si registra uno *shift* della posizione del polo di

rotazione tra Sud America ed Africa, il Plateau di Agulhas viene diviso dal Plateau delle Malvinas e l'Antartide orientale si separa dal Madagascar. L'ultimo contatto tra il Sud Africa ed il Plateau delle Malvinas avviene circa 93 Ma fa (Martin & Hartnady, 1986; Reeves, 2000).

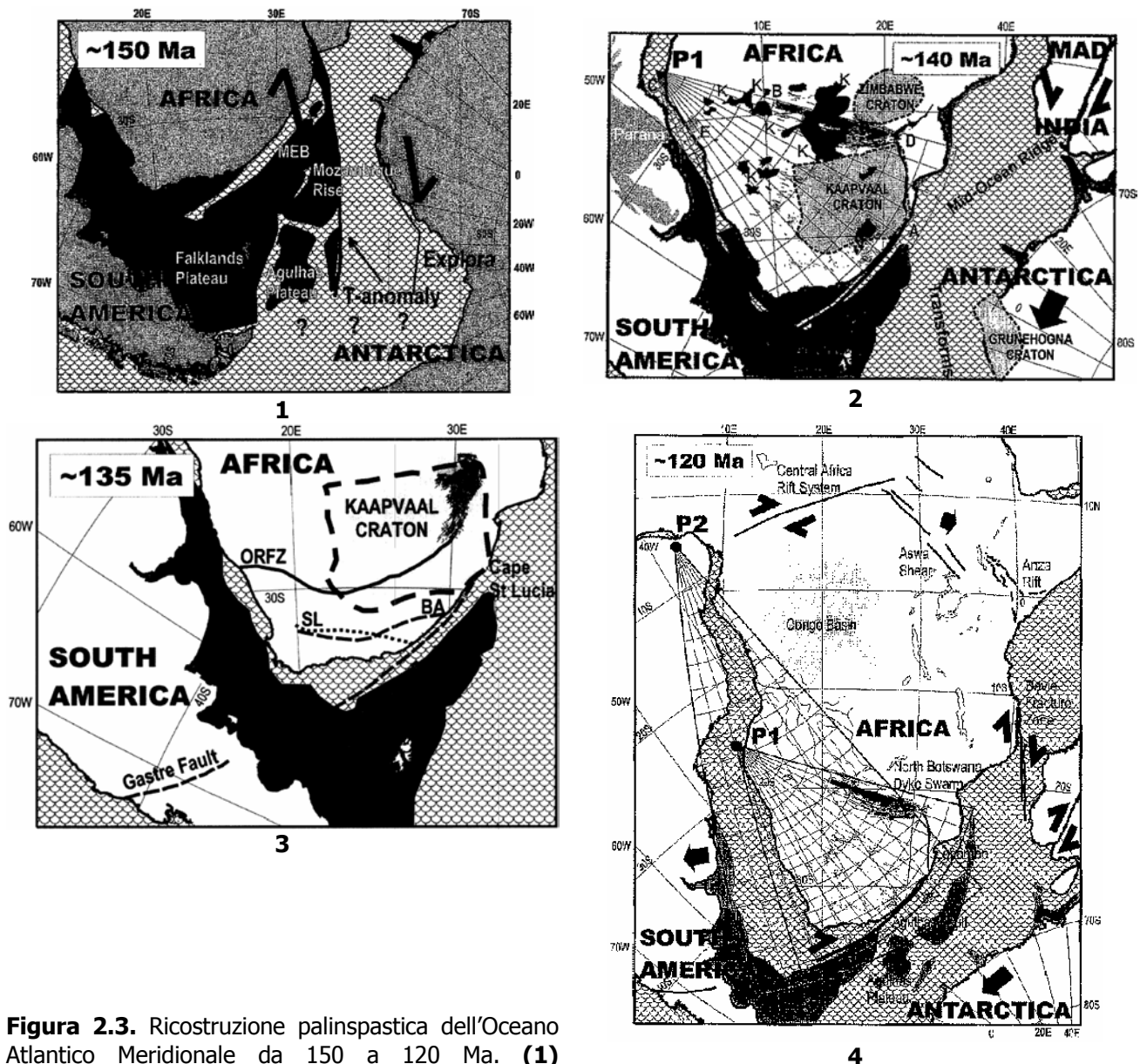


Figura 2.3. Ricostruzione palinspastica dell'Oceano Atlantico Meridionale da 150 a 120 Ma. **(1)** l'Anomalia T descritta da Livemore & Hunter (1996) indica il margine oceanico più esterno della placca antartica prima della separazione tra Sud America ed Africa. **(2)** All'inizio del Cretaceo il Gondwana orientale comincia a ruotare in senso orario intorno al Sud Africa. **(3)** Si sviluppa l'ORFZ come precursore dell'Agulhas-Malvinas Fracture Zone. **(4)** Il processo di *rifting* e di *drifting* si sposta verso N, il movimento tangenziale del Plateau delle Malvinas e dell'Antartide rispetto all'Africa si sviluppa lungo

l'Agulhas-Malvinas Fracture Zone, il polo di rotazione si sposta dal punto P₁ al punto P₂. BA: anomalia di Beattie; E: basalti di Etendeka (Namibia); K: presunti basalti del Karoo; MAD: Madagascar; MEB: Maurice Ewing Bank; ORFZ: Orange River Fracture Zone; P₁ e P₂: poli di Eulero; SL: limite meridionale dei dicchi della Cape Province in Sud Africa; grigio chiaro: cratoni; grigio scuro: plateaus; trama a cuscinetto: nuova crosta oceanica (da Reeves, 2000).

Figura 2.4. formazione di graben lungo il margine sud-americano del proto-Atlantico. La freccia indica il movimento transtensivo del Plateau delle Malvinas rispetto al Sud Sfrica (da Burke, 1976)

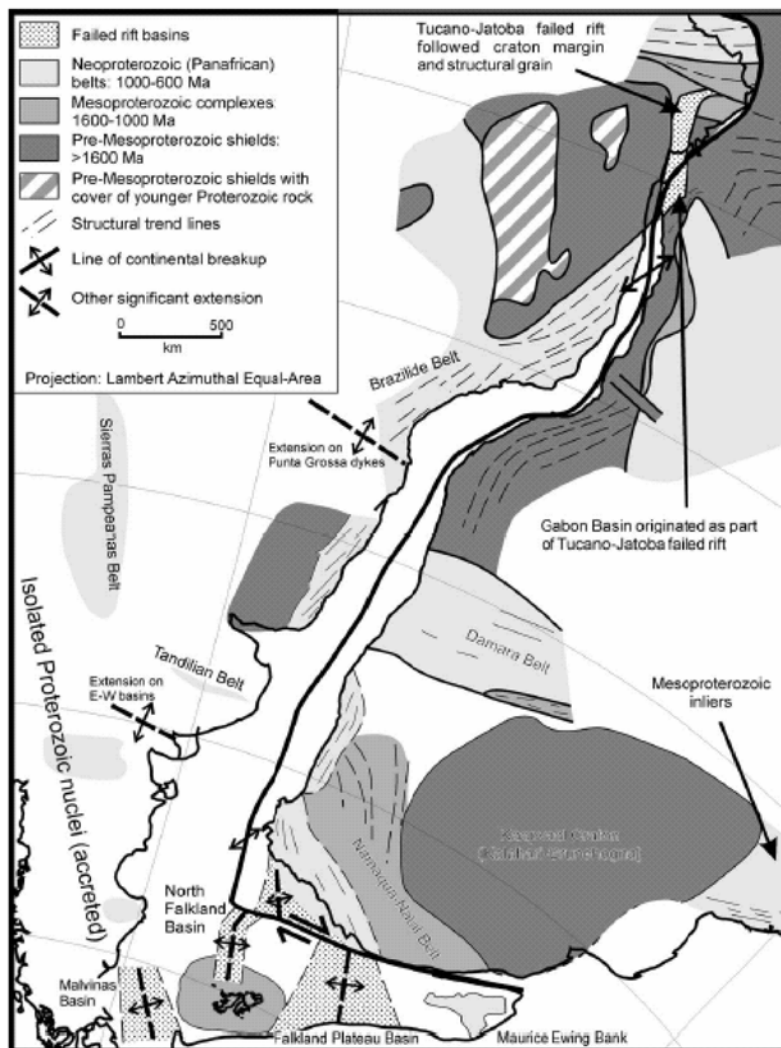
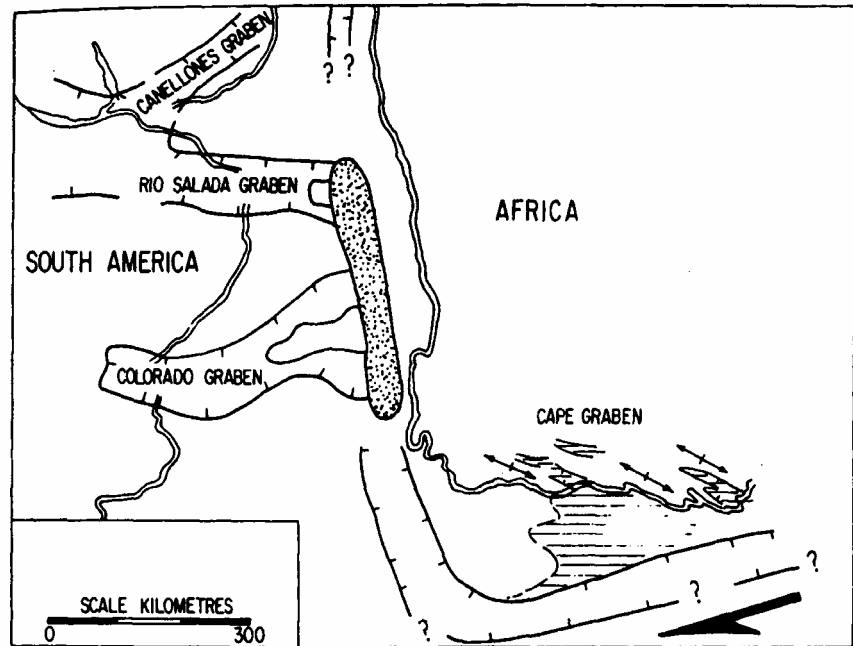


Figura 2.5. Ricostruzione del Gondwana sud-occidentale a 135 Ma, immediatamente prima dell'apertura dell'Atlantico meridionale. Sono illustrate le linee di separazione continentale e la posizione dei principali rift su entrambi i margini (da Macdonald et al., 2003).

Qui di seguito vengono descritti gli aspetti evolutivi principali dell'area di studio di questa tesi.

2.1.1. Plateau delle Malvinas

Una storia geologica evolutiva del Plateau delle Malvinas (PM) è stata ipotizzata, da diversi autori (Thompson, 1977; Urien et al., 1981; Ludwig, 1983; Marshall, 1994; Biddle et al., 1996, Ramos, 1996, Richards et al., 1996, MacDonald et al., 2004), attraverso lo studio eseguito parzialmente su sondaggi, su profili di sismica a riflessione od a rifrazione o su profili di anomalia magnetica e gravimetrica.

La sequenza degli eventi può essere descritta da questi stadi fondamentali.(i) A partire dal Giurassico medio fino all'Oxfordiano inferiore, si ha la formazione di un bacino di tipo intra-continentale, con sedimentazione di depositi continentali e marini trasgressivi. Secondo alcuni autori la trasgressione marina all'interno di queste "geosinclinali" sarebbe causato da uno sprofondamento crostale legato alle primissime fasi di *rifting* del Gondwana meridionale (figura 2.6) (Thompson, 1977; Urien et al., 1981). La trasgressione porta alla progradazione di una piattaforma continentale dall'attuale bordo sud-orientale del Sud Africa, verso il centro del neo-bacino, il futuro Bacino del Plateau delle Malvinas. Con il proseguire della fase di *rifting*, all'interno di questo bacino sedimentano *black shales* e calcilutiti. Questi sedimenti si depositano in un ambiente anossico, in una lama d'acqua poco profonda. La granulometria molto fine e la materia organica di tipo *sapropel* indicano una notevole distanza del MEB e del MP dall'area sorgente dei sedimenti. Dall'analisi paleontologica l'acqua circolante risulta essere di origine pacifica, probabilmente proveniente da S-O (Thompson, 1977). La presenza di facies anossiche sempre più giovani andando da sud verso nord lungo i margini dell'Oceano Atlantico avvalorava l'ipotesi di un'apertura diacronia fra sud e nord. Durante questa fase prima fase trasgressiva incominciano a delinearsi due zone fisiografiche distinte: un'area di piattaforma, costituita dal Banco di Maurice Ewing, ad est, e dalle Isole Malvinas ad ovest, ed un'area depressa, il Bacino del Plateau delle Malvinas (figura 2.6). (ii) Per Ludwig (1983) il *break-up* definitivo, porta all'attivazione della faglia trasforme Agulhas-Malvinas ed alla formazione di nuova crosta oceanica (Cretacico inferiore, ~135 Ma). Questo movimento transtensivo, porta all'individuazione del nuovo margine settentrionale del Plateau delle Malvinas, delimitando, così definitivamente il Bacino del Plateau delle Malvinas. Parte del cuneo sedimentario oggi visibile attraverso profili di sismica a riflessione, si sarebbe formato in questo momento per erosione degli stessi margini.

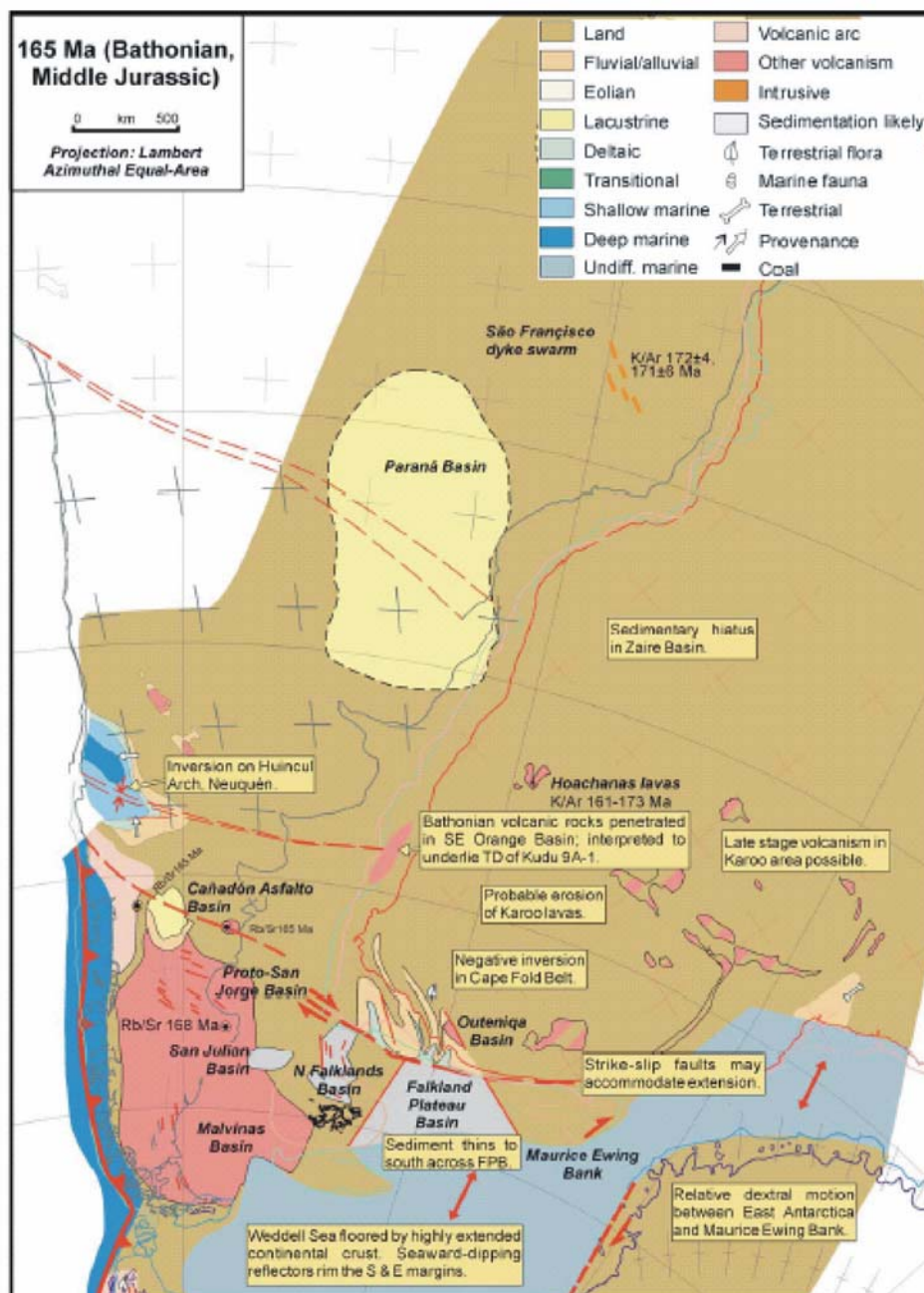


Figura 2.6.
Ricostruzione dell'Atlantico Meridionale a 165 Ma. Il vulcanismo molto esteso nella parte più meridionale del Sud America (Serie Tobifera della Patagonia) indica una migrazione verso sud dell'attività ignea. Inizia la distensione del Plateau delle Malvinas, l'apertura del Bacino di Outeniqua e di Malvinas (con trasgressione sulle Isole Malvinas). Probabile formazione del Bacino di San Julian e del Bacino Settentrionale delle Malvinas (da MacDonald et al., 2003)

Secondo Lorenzo e Mutter (1988) il passaggio della dorsale oceanica, lungo la Zona di Frattura Agulhas-Malvinas (ZFAM), in corrispondenza del PM e del BME avrebbe causato l'assottigliamento e la distensione del basamento del MPB, con la formazione di nuova crosta oceanica con il conseguente allontanamento del BME dalle IM (figura 2.7) (Ludwig, 1983; Marshall, 1994).

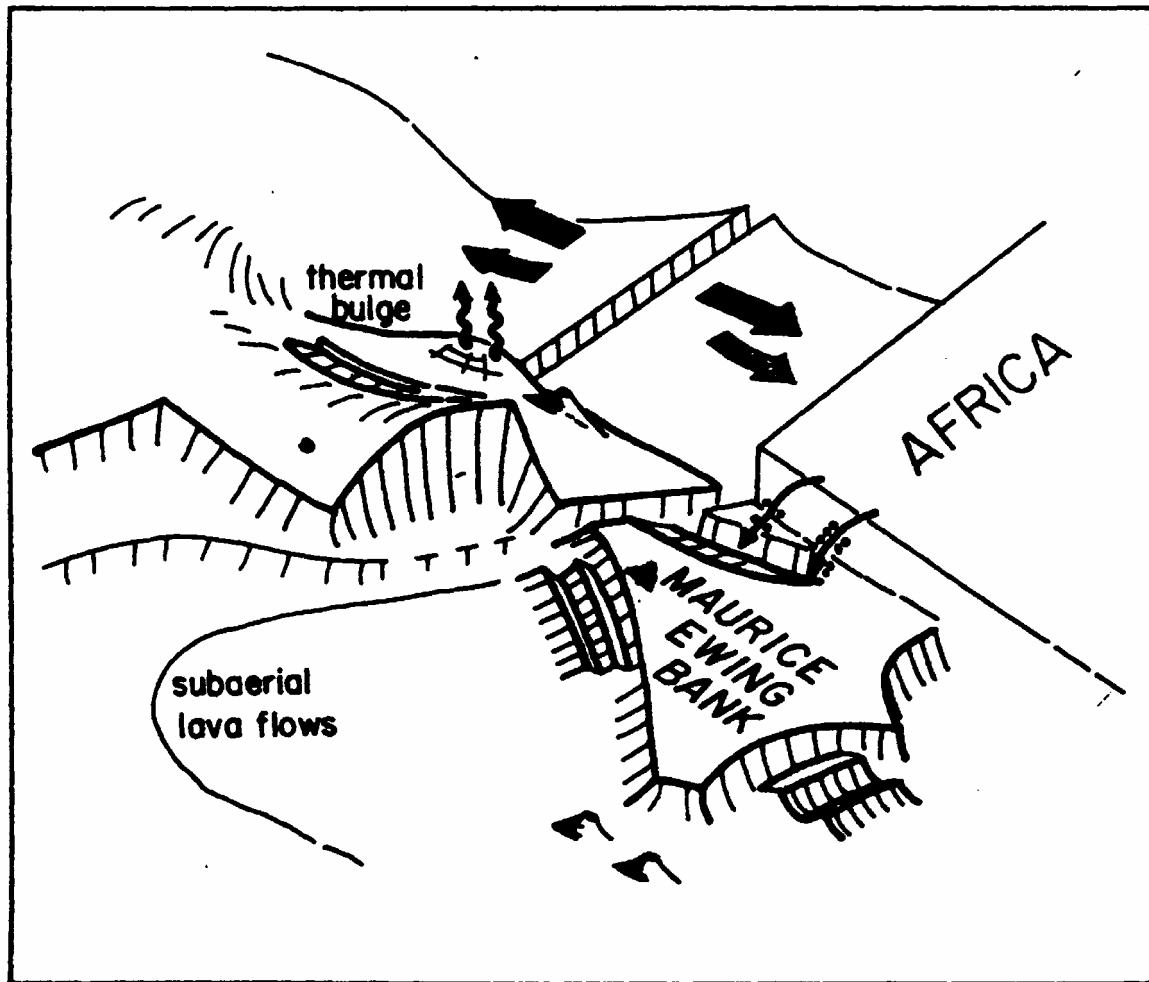


Figura 2.7. *Block diagram* schematico del basamento del Plateau delle Malvinas (senza copertura sedimentaria) durante il Cretacico inferiore. Le *hachures* rappresentano le superfici di scarpata. Durante questo tempo, l'Africa scivola oltre il Banco di Maurice Ewing, spargendo sedimenti all'interno dei bacini derivati dall'attività transtensiva. Il passaggio della dorsale medio-oceanica a nord porta ad una risalita termica della Scarpata delle Malvinas. Un evento estensionale prolungato dal Giurassico medio al Cretacico inferiore, è stata la causa del basculamento di blocchi fagliati. Il vulcanismo sul Plateau delle Malvinas potrebbe essere del Giurassico medio o anche più antico. Il triangolo nero segna approssimativamente la posizione dei sondaggi DSDP 329, 330 e 511 (da Lorenzo & Mutter, 1988)

(iii) Durante l'Albiano si verifica la subsidenza dei bordi del bacino al disotto del livello del mare, attraverso il collasso di faglie dirette. Il passaggio della sedimentazione da argille sapropeliche ad argille senza materia organica, segna l'inizio di una circolazione di acque ossigenate legata alla nuova connessione apertasi tra il neo-nato Oceano Atlantico e l'Oceano Indo-Pacifico. In questo stesso periodo si verifica il graduale isolamento del BME dalla punta del Sud Africa (figura 2.3.4).

(iv) Un *high-stand* del CCD al passaggio Turoniano-Santoniano porta ad una serie di successioni condensate di argille pelagiche ricche in zeolite che drappeggiano il BME e la Scarpata delle Malvinas. L'analisi dei profili sismici e della mineralogia dei sedimenti corrispondenti a questa unità, indicano la Cordillera Andina, in fase di risalita, come sorgente dei sedimenti terrigeni.

(v) Al passaggio Cretaceo-Terziario si attivano forti correnti di fondo oceanico, visibile nei profili di sismica a riflessione attraverso la troncatura superiore dei riflettori immergenti verso sud, con una interruzione della sedimentazione carbonatica (figura 2.8).

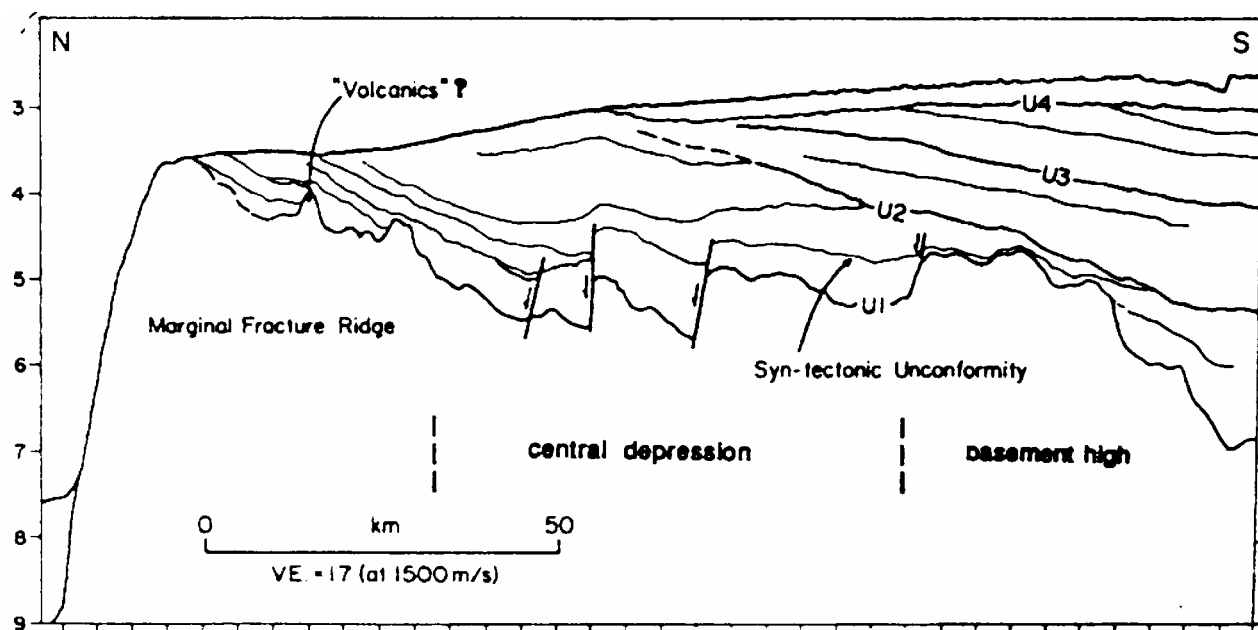


Figura 2.8. Interpretazione del profilo sismico multicanale *Line 144* attraverso il margine settentrionale del Plateau delle Malvinas (*Marginal Fracture Ridge*-Scarpata delle Malvinas). Notare come i riflettori immergenti verso vengono trocati dal riflettore U4 al passaggio Cretacico-Terziario (da Lorenzo & Mutter, 1988).

(vi) L'intera successione terziaria si è deposta in condizioni di correnti oceaniche molto forti e di grandi escursioni del CCD. In particolare al passaggio Oligocene-Miocene medio è presente un'estesa discordanza angolare determinata dall'apertura del Passaggio di Drake, avvenuta in seguito alla separazione della Penisola Antartica dalla punta meridionale del Sud America.

Diversi autori suggeriscono una storia geologica per l'area oggetto di studio, molto diversa (Adie, 1952a,b; Mitchel et al., 1986; Taylor e Shaw, 1989; Thomson, 1998; Ben Avraham et al., 1993; Storey et al., 1999; Macdonald et al., 2003). Studi paleomagnetici di dicchi doleritici giurassici presenti sulle Isole Malvinas, indicano che queste costituiscono la parte emersa di una micro-placca che ha subito una rotazione oraria di 180° prima di raggiungere la sua attuale posizione (Mitchel et al., 1986; Taylor e Shaw, 1989, Ben Avraham et al., 1993). L'interpretazione paleomagnetica suggerisce una rotazione di 120° prima dell'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale, durante il Giurassico inferiore, seguita da una successiva rotazione di 60° durante la traslazione legata all'apertura oceanica (Marshall, 1994a; Biddle et al., 1996).

Storey et al., (1999), integrando i dati paleomagnetici con un'analisi strutturale delle pieghe e faglie affioranti sulle Isole Malvinas, determinano una rotazione totale di 160° , di cui $\sim 105^\circ$

durante la fase precedente la creazione di crosta oceanica, e $\sim 55^\circ$ durante l'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale.

Una opinione comune è che l'arcipelago delle Isole Malvinas costituivano l'angolo sud-orientale del Karoo basin, in Sud Africa (Adie, 1952a,b), e che, dal momento della frattura del Gondwana meridionale, con l'attivazione della Zona di Frattura Agulhas Malvinas, durante il Giurassico superiore, si sarebbe comportato, come una microplacca distinta, ruotando ed allontanandosi dal BME attraverso la formazione del MP (Ludwig, 1983, Marshall, 1994), fino a saldarsi alla Piattaforma Continentale Argentina.

Secondo Thomson (1998), invece, le Isole Malvinas non avrebbero ruotato prima del Valanginiano, con conseguente ringiovanimento dell'apertura del Bacino del Plateau delle Malvinas dal Giurassico inferiore al Cretacico inferiore (figura 2.9).

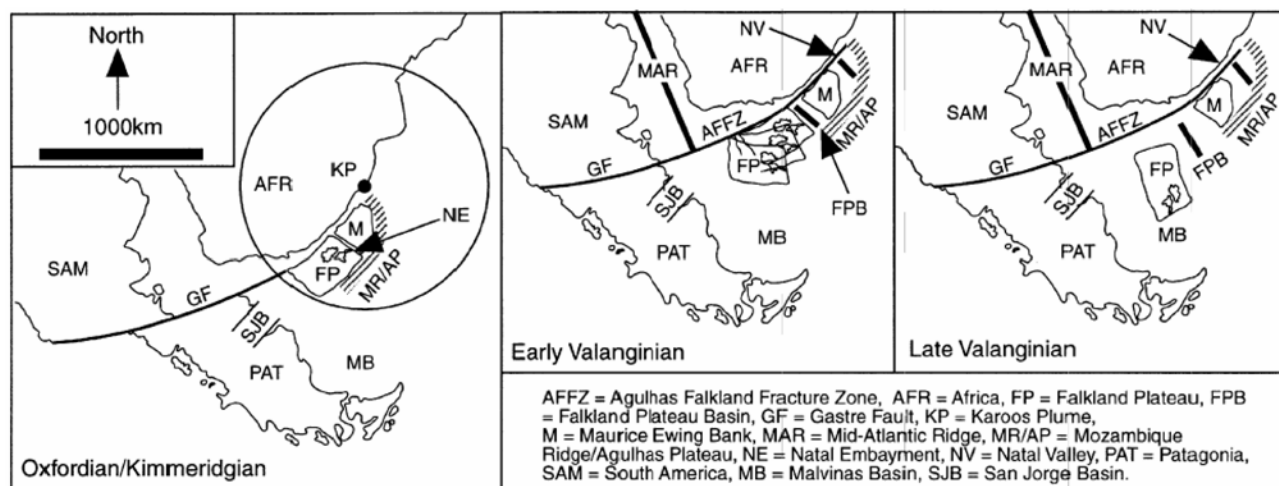


Figura 2.9. Modello proposto per il periodo di frammentazione del Gondwana sud-occidentale, riguardante il Bacino di Outeniqua, il Bacino Settentrionale delle Malvinas, la rotazione delle Isole Malvinas e la formazione Plateau delle Malvinas (da Thomson, 1998).

La validità di queste datazioni paleomagnetiche viene messa in discussione da diversi autori. Richards et al. (1996) per esempio, criticano i dati paleomagnetici, sottolineando che non c'è la minima evidenza magnetica e/o gravimetrica, né evidenze sui profili sismici, che supportino minimamente l'esistenza di una microplacca delle MI che ruoti e poi si saldi alla PCA.

2.1.2. Bacino Settentrionale delle Malvinas (North Malvinas Basin)

Le prime ipotesi sulla formazione del Bacino Settentrionale delle Malvinas (BSM) vengono realizzate durante i primi anni '70. Alcuni autori (Burke & Dewey, 1972; Newton, 1976), considerano questo bacino come il braccio sud-occidentale del punto triplo (*Agulhas Triple Junction*) che avrebbe portato alla formazione dell'Oceano Atlantico Meridionale, con la Dorsale

Medio-Atlantica e la faglia trasforme Agulhas-Malvinas che ne costituirebbero, rispettivamente, il braccio settentrionale ed orientale (figura 2.10).

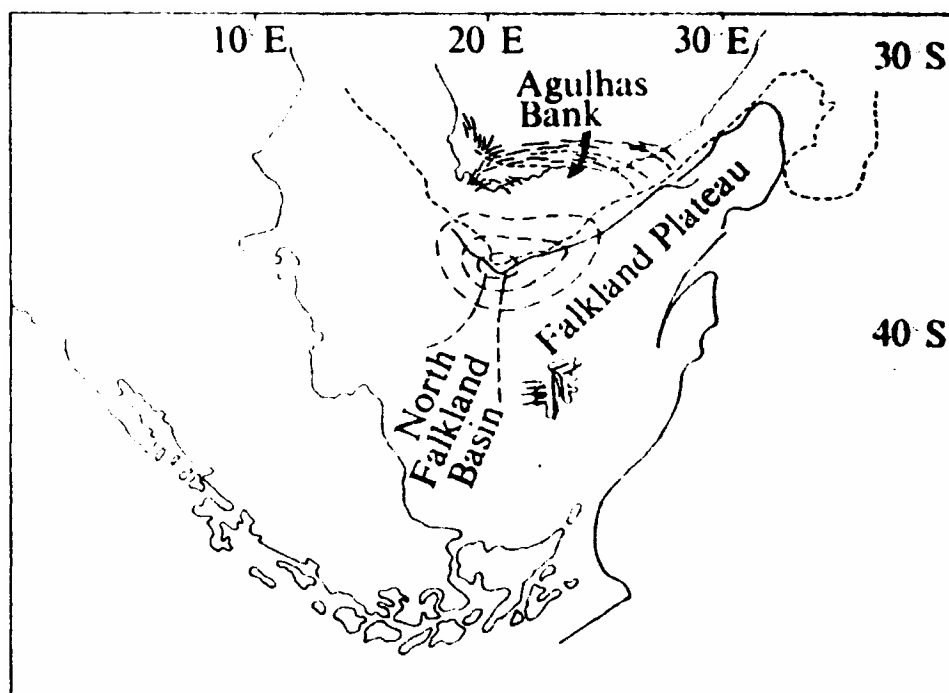


Figura 2.10. Rappresentazione del punto triplo *Agulhas Triple Junction*, linee di contorno del sollevamento e relazione con il *Cape Fold Belt* (da Newton, 1976).

Thompson afferma che al passaggio Oxfordiano-Kimmeridgiano il Bacino Settentrionale delle Malvinas costituisse il frammento meridionale di un grande bacino di *rift*, di cui il Bacino di Outeniqua (Sud Africa) ne costituiva, invece, il settore settentrionale, e che siano stati separati durante il Valanginiano a causa dei movimenti tettonici distensivi dovuti all'azione della faglia trasforme destra di Agulhas-Malvinas.

Secondo altri autori (Lawrence e Johnson, 1995; Ross et al., 1996; Richardson e Underhill, 2002; Macdonald et al., 2003), il Bacino Settentrionale delle Malvinas è stato creato attraverso due episodi successivi di *rifting*. Il primo episodio, compreso tra il Giurassico inferiore e medio, è correlato ad una zona di retro-arco relativa all'antica zona di subduzione di Samfrau che interessava il margine sud occidentale del Gondwana (figura 6.10). Il secondo episodio di espansione, avvenuto al passaggio Giurassico-Cretacico, sarebbe legato, invece, alla frattura gondwanica con la successiva espansione oceanica. Questa seconda fase è stata seguita da un marcato sprofondamento termico che si estende dal Cretacico medio al superiore (Ross et al., 1996).

Lawrence & Johnson (1995) individuano, su alcuni profili di sismica a riflessione, una disconformità angolare del Turoniano legata ad una lieve fase compressiva, che porta ad una inversione tettonica delle strutture preesistenti.

Durante il Terziario si registra una lunga fase di subsidenza, con un basculamento verso N-E di tutto il bacino, che trasforma lentamente l'area nell'attuale margine passivo atlantico (Ross et al., 1996).

Invece, Richardson e Underhill (2002), sulla base degli studi fatti sui sondaggi eseguiti nel bacino, ipotizzano, per le fasi di *rift* che hanno portato alla formazione del BSM, uno scenario tipo *Basin and Range*, escludendo l'effetto legato all'apertura dell'OAM.

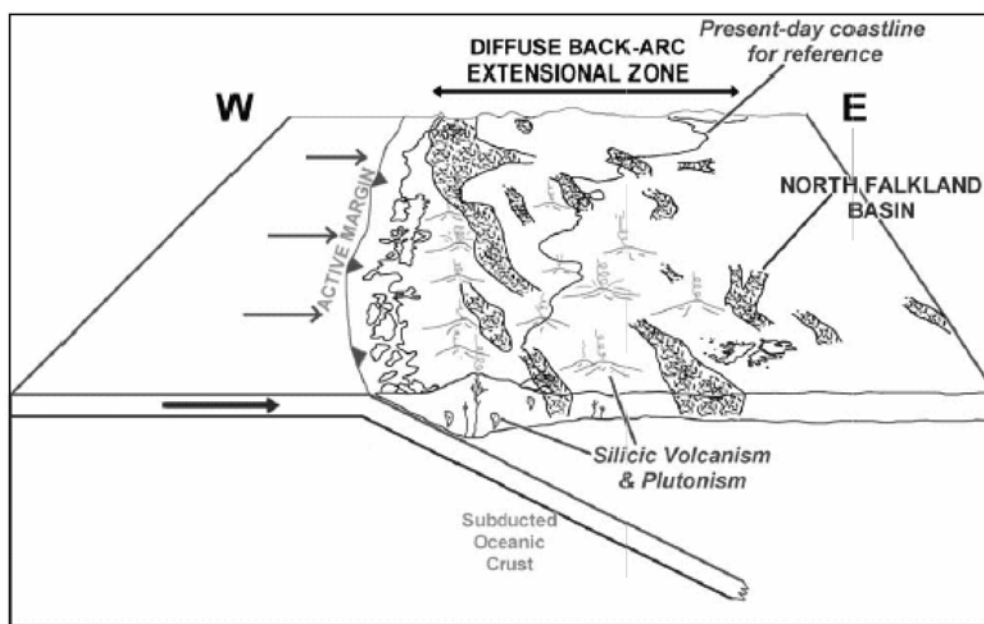


Figura 2.11. *Block diagram* che mostra una ricostruzione, dal Giurassico medio al superiore, dell'attività magmatica e dei bacini sedimentari formatisi in relazione all'attività del margine occidentale del Sud America meridionale (da Richardson & Underhill, 2002).

2.2. Inquadramento geologico dell'area di studio

2.2.1. Tettonica

2.2.1.1. Plateau delle Malvinas

Il Plateau delle Malvinas viene considerato da molti autori come la proiezione orientale sommersa della piattaforma continentale argentina (figura 2.1), costituita da un unico blocco di crosta continentale ("basamento acustico") immergente verso sud e ricoperto da uno spesso cuneo sedimentario (Ewing et al., 1964; Le Pichon, 1968; Ludwig et al., 1968; Ewing et al., nel 1971; Le Pichon et al., 1971a; Urien e Zambrano, 1973; Urien et al., 1981; Lorenzo e Mutter, 1988; Del Ben e Mallardi, 2004).

Esso è delimitato a nord dalla Scarpata delle Malvinas, con andamento E-O, dove affiora il "basamento acustico" (figura 2.1 e 2.8); ad est dal Banco di Maurice Ewing; dalle Isole Malvinas ad ovest; e dalla Fossa delle Malvinas a sud (figura 2.1).

Nella parte meridionale esso è caratterizzato dalla presenza di una depressione tettonica: il Bacino del Plateau delle Malvinas, che raccoglie più di 7000 m. di sedimenti (figura 2.1). Al disotto di questo bacino è visibile un alto secondario centrale del "basamento acustico", costituito dalla proiezione occidentale del BME (figura 2.8) (Urien et al., 1981; Lorenzo & Mutter, 1988). Secondo alcuni autori questo bacino sarebbe sorretto da crosta continentale assottigliata, con circa 12-16 Km di spessore (Ewing et al., 1971; Rabinowitz & LaBrecque, 1977; Rabinowitz & LaBrecque 1979; LaBrecque & Hayes, 1979; Ludwig & Rabinowitz, 1980; Lorenzo & Mutter, 1988; Richards et al., 1996), secondo altri, invece, da crosta oceanica ispessita (Ludwig, 1983; Marshall, 1994; Richards et al., 1996, Thomson, 1998; Barker, 1999).

Sul bordo settentrionale del plateau, lungo la scarpata, affiora il "basamento acustico", come evidenziato dai profili di sismica a rifrazione e riflessione (Ewing et al., 1971; Urien e Zambrano, 1973; Lorenzo e Mutter, 1988), e presenta delle marcate depressioni in vicinanza della scarpata. Molti autori indicano queste depressioni come una zona di maggiore trascorrenza, che ha coinvolto il basamento attraverso un complesso sistema di fratture lungo il bordo della scarpata (figura 2.8) (Le Pichon, 1968; Ewing et al., 1971; Lorenzo e Mutter, 1988).

Prospezioni di sismica a riflessione ed a rifrazione eseguite durante il DSDP Leg 71 nel 1980, portano Ludwig e Rabinowitz (1980) ad affermare che il plateau non è una semplice estensione della Piattaforma Continentale Argentina, ma è costituito da una zona di transizione tra una scarpata continentale ed un bacino di tipo oceanico.

In particolare, Barker, nel 1999, in base ad uno studio comparato di profili di anomalia magnetica, di anomalia gravimetrica e delle velocità e delle densità di alcuni profili sismici a riflessione e *sonobuoy*, nell'area orientale e sud-orientale delle Isole Malvinas, evidenzia che: **(1)** al largo delle Isole Malvinas, parallelamente al bordo morfologico del bacino, è presente una marcata anomalia magnetica negativa, coincidente con una fascia di anomalia gravimetrica positiva; **(2)** in prossimità della costa delle IM, è possibile individuare una serie di anomalie magnetiche con allineamento N-S, paragonabili allo sciame di dicchi con allineamento NNE affioranti sulle Isole Malvinas Occidentali. La descrizione e l'interpretazione dei dati geofisici porta Barker a concludere che il il Bacino del Plateau delle Malvinas è sorretto da crosta oceanica formatasi in prossimità del livello del mare, probabilmente all'interno della *Karoo Hotspot Province*, approssimativamente 190 Ma fa. Esso, inoltre, è delimitato a nord da un relitto di crosta continentale rappresentato dalla Scarpata delle Malvinas, e ad ovest da un "*volcanic rifted continental margin*", visibile attraverso la facies sismica "*seaward-dipping*

reflector" individuata da Lorenzo e Mutter (1988) nella parte alta del "basamento acustico" e che viene interpretata come un'alternanza di sedimenti e lave (figura 2.14 e 2.15).

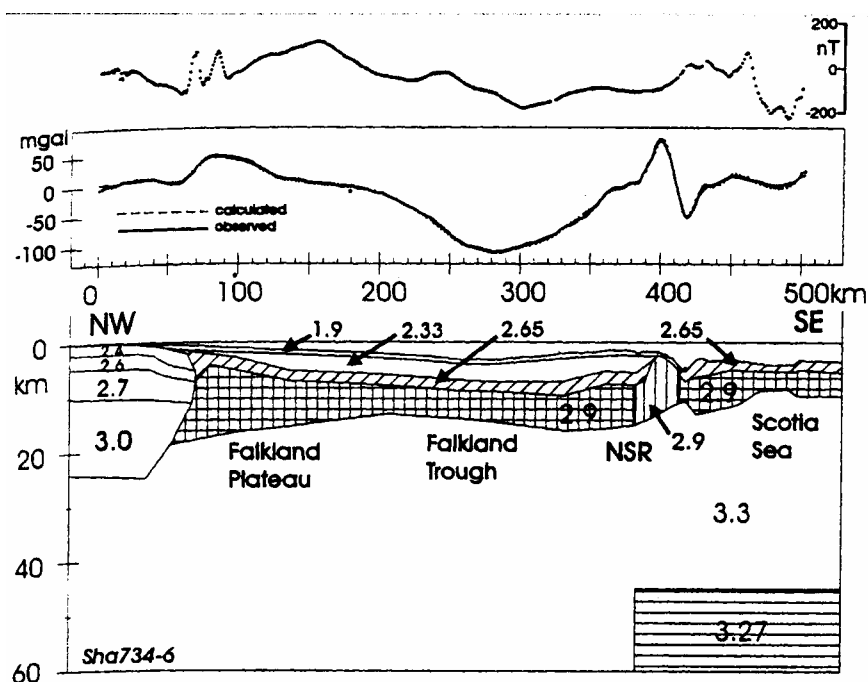


Figura 2.12. modello bi-dimensionale di gravità della struttura crostale a S-E delle Isole Malvinas, costruito utilizzando i dati provenienti da profili di simica a riflessione e stazioni sismiche *sonobuoy*, con un modello tettonico di crosta oceanica come quello del Mare di Scozia. Densità in $\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$. Il limite oceano-continente è posto a 60-70 km dal blocco delle Isole Malvinas. Maggiore complessità è possibile tra ~40 e 90 km, tra gli strati con $2.65 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ e $2.9 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$, sulla base della struttura dei margini vulcanici di *rift* dell'Atlantico settentrionale (da Barker, 1999).

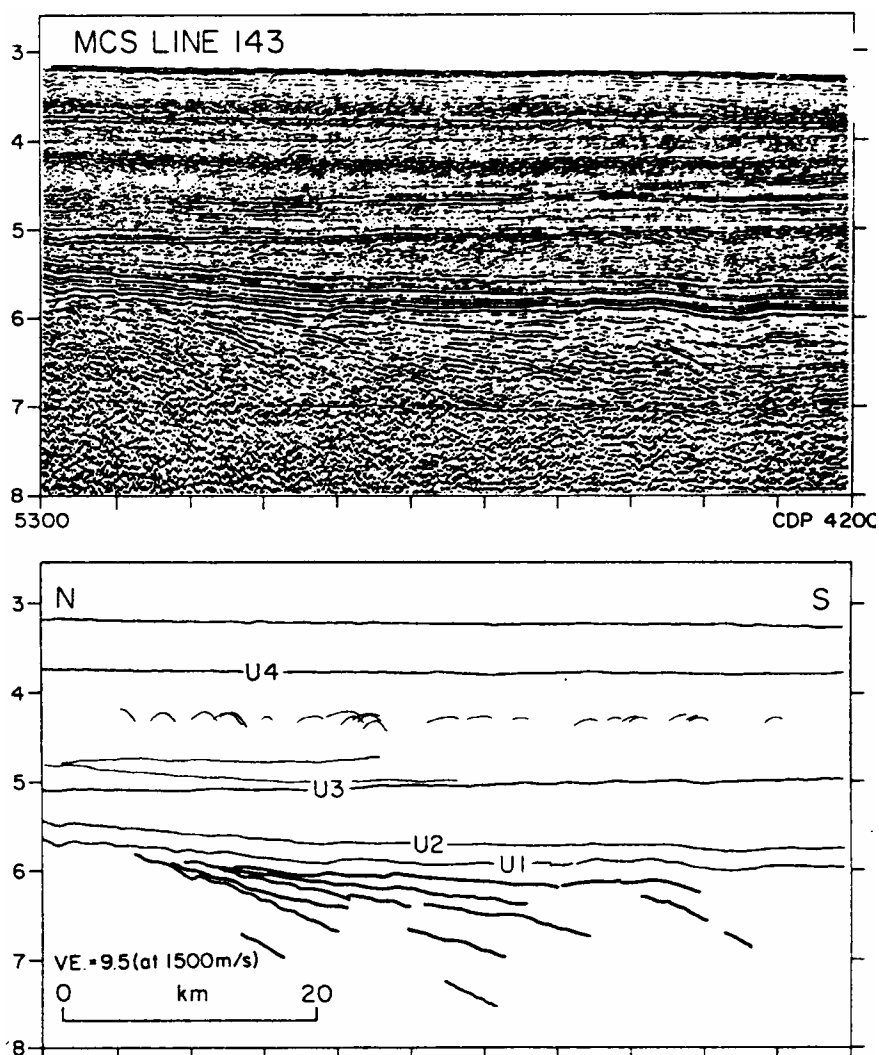


Figura 2.13. Riflettori inclinati visibili nel basamento. Scala verticale in secondi (da Lorenzo & Mutter, 1988)

L'ipotesi di un Plateau delle Malvinas costituito esclusivamente da crosta continentale viene difesa da diversi autori. Secondo alcuni di essi, l'anomalia magnetica negativa contraddistinta da andamento lineare ("anomalia G", Rabinowitz & LaBrecque, 1979), che caratterizza la Scarpata delle Malvinas è indicativa di un contatto diretto tra crosta continentale e crosta oceanica. L'anomalia si attenua o scompare nella parte più occidentale della scarpata. (figura 2.14).

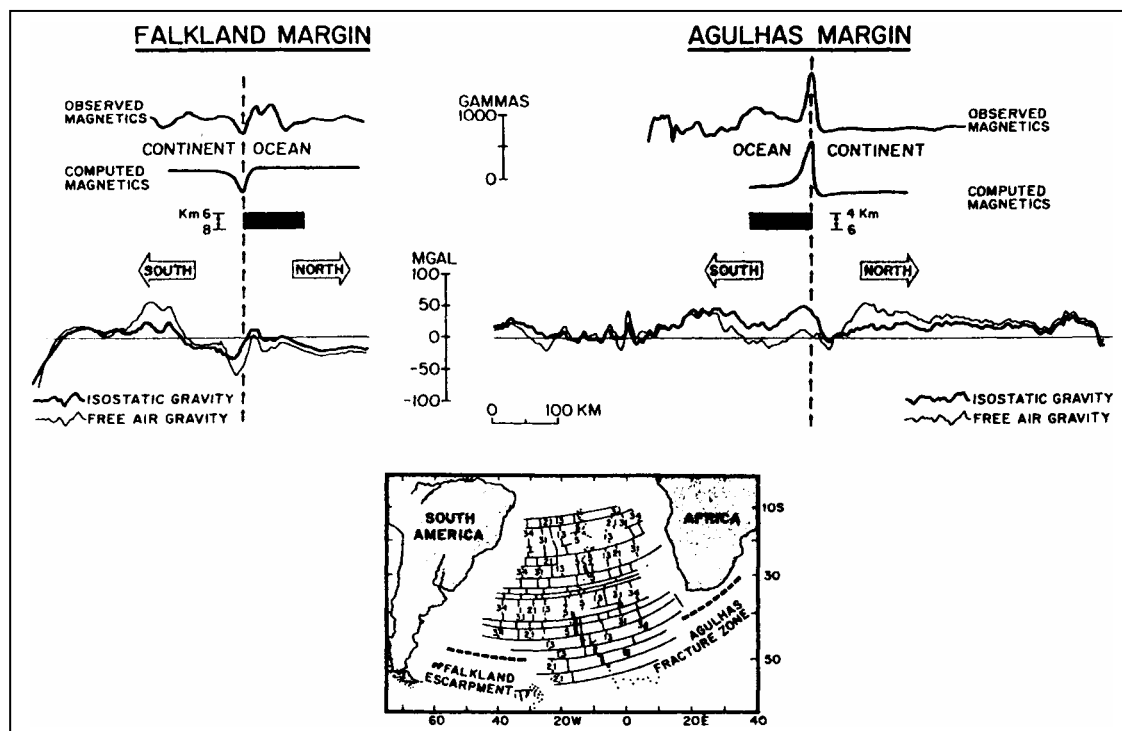


Figura 2.14. Modello matematico magnetico per i margini coniugati Agulhas e Malvinas. Il modello del margine Agulhas assume una piastra orizzontale magnetizzata semi-infinita, dello spessore di 2Km, con il bordo coincidente con la zona di frattura. Magnetizzazione $J=0,007$ emu. Il modello per il margine Malvinas è simile a quello dell'Agulhas, con magnetizzazione $J=0,012$ emu. Entrambi i modelli assumono la magnetizzazione rimanente proveniente dal Polo Mesozoico Africano di McElhinny (1973, 65°S, 82°E). Quando il basamento oceanico è posto a sud del limite oceano-continente, l'anomalia magnetica è positiva (Agulhas); quando il basamento oceanico è a nord del limite, l'anomalia magnetica è negativa (Malvinas). Su entrambi i margini il gradiente dell'anomalia isostatica di gravità è coincidente con l'anomalia magnetica (da Rabinowitz & LaBrecque, 1979)

Al disopra del Bacino del Plateau delle Malvinas si registra anche una marcata anomalia positiva di aria libera ($>+75$ mgals sul BME, Ludwig, 1983). Solo in corrispondenza delle piccole depressioni presenti sul bordo della scarpata si registra una stretta fascia di anomalia gravimetrica negativa (tra 0 e -25 mgals). La base della scarpata è caratterizzata, invece, da un'anomalia gravimetrica negativa (<-75 mgals), con un ripido gradiente isostatico coincidente con l'anomalia magnetica negativa "G". (figura 2.14) (Sandwell et al., 1995).

Richards et al. (1996b) interpretano le anomalie positive gravimetriche e magnetiche registrate in corrispondenza del bordo nord-occidentale del Plateau delle Malvinas come causato dalla presenza di basalti, tipo laccoliti, pre- e syn-rift.

2.2.1.2. Bacino Settentrionale delle Malvinas (North Malvinas Basin)

Per molti anni il Bacino Settentrionale della Malvinas è stato scarsamente studiato e da molti è stato considerato come un piccolo bacino secondario della Piattaforma Continentale Argentina. Una semplice depressione per Ludwig et. (1968) sorretta da un basamento acustico caratterizzato da velocità diverse da quelle del Plateau delle Malvinas. Urien et al. (1973, 1981), invece, interpretano il BSM come un piccolo graben secondario sviluppatosi su un margine passivo. Newton, nel 1976, definisce il BSM come un bacino aulacogeno.

Solo tra il 1993 ed il 1999, allo scopo di scoprire nuove province petrolifere, il BSM è oggetto di intense indagini geofisiche e geologiche. Attraverso lo studio di profili di sismica a riflessione e l'analisi di sei sondaggi eseguiti nel centro del bacino è stato possibile ricostruire una evoluzione tettono-stratigrafica. Il BSM risulta essere modellato da un complesso sistema di faglie normali che formano diversi *horst* e *graben*, alcune di esse interessano anche il basamento (figura 2.14) (Richards & Fannin, 1994; Lawrence & Johnson, 1995; Richards & Hillier, 2000).

Il BSM è costituito da due elementi strutturali distinti: un graben principale, con una direzione N-S ed un'ampiezza di 45 Km; ed un semigraben secondario, a sud e posto trasversalmente rispetto al primo, con una direzione principale NO-SE. Il graben settentrionale è suddiviso in due diversi depocentri: il "Depocentro Occidentale" ed il "Depocentro Orientale", separati da un horst denominato *Intra-Graben High*. All'interno del Depocentro Occidentale è presente un altro horst, chiamato *Minke High* (fig. 2.15). (Richards et al., 1996; Ross et al., 1996; Richards & Fannin, 1997).

2.2.2. Stratigrafia

Diversi studi geologico-strutturali sono stati eseguiti sui principali bacini sedimentari della piattaforma continentale argentina meridionale, basandosi sull'analisi di profili sia di sismica a riflessione che di sismica, su dati provenienti da sondaggi e da studi lito-stratigrafici eseguiti sulle formazioni geologiche affioranti a terra (Ludwig et al., 1968, Urien & Zambrano, 1973, Zambrano & Urien, 1974, Urien et al., 1981; Bianchi & Barbitta, 1983, Pucci, 1987; Lorenzo & Mutter, 1988; Baldi & Nevistic, 1996; Biddle et al., 1996; Figuereido et al., 1996; Rossetti et al., 1996). Dall'analisi comparata dei bacini più prossimi a quelli del Plateau delle Malvinas e delle Malvinas Settentrionale (Bacini di San Jorge e di San Julian), risulta evidente una marcata differenza di età nel passaggio tra sedimentazione continentale a quella marina procedendo da est verso ovest (figura 2.1 e tabella 1)

In particolare nel Bacino del Plateau delle Malvinas la sedimentazione marina inizia già alla fine del Giurassico, mentre nei bacini occidentali la sedimentazione continentale si prolunga fino al passaggio Cretacico-Paleogene, in accordo con la storia evolutiva dell'Oceano Atlantico Meridionale. Il Bacino Settentrionale delle Malvinas si trova in una zona intermedia con una sedimentazione di tipo continentale che si protrae fino al Cretacico Medio.

Le discontinuità presenti all'interno della successione risultano essere più omogenee. La più estesa e presente in tutti i bacini è sicuramente quella che separa il basamento dalle diverse successioni. Quest'*unconformity* ringiovanisce procedendo da ovest verso est, cioè procedendo da un basamento metamorfico pre-cambriaco al disotto del Bacino del Plateau delle Malvinas, fino ad un basamento granitico permo-triassico nel bacino di San Jorge. La seconda *unconformity* è riscontrabile all'altezza del Cretacico medio. Nel BPM questa *unconformity* è parzialmente rappresentata da una sezione condensata, mentre nel Bacino di San Jorge sono presenti più *unconformity* di estensione minore ma che ricoprono lo stesso intervallo di tempo. Infine, l'ultima *unconformity* più importante è sicuramente quella che si estende al passaggio Cretacico-Paleogene, non presenta una elevata estensione temporale, ma è marcatamente rappresentata in tutti i bacini qui analizzati (figura 2.17)

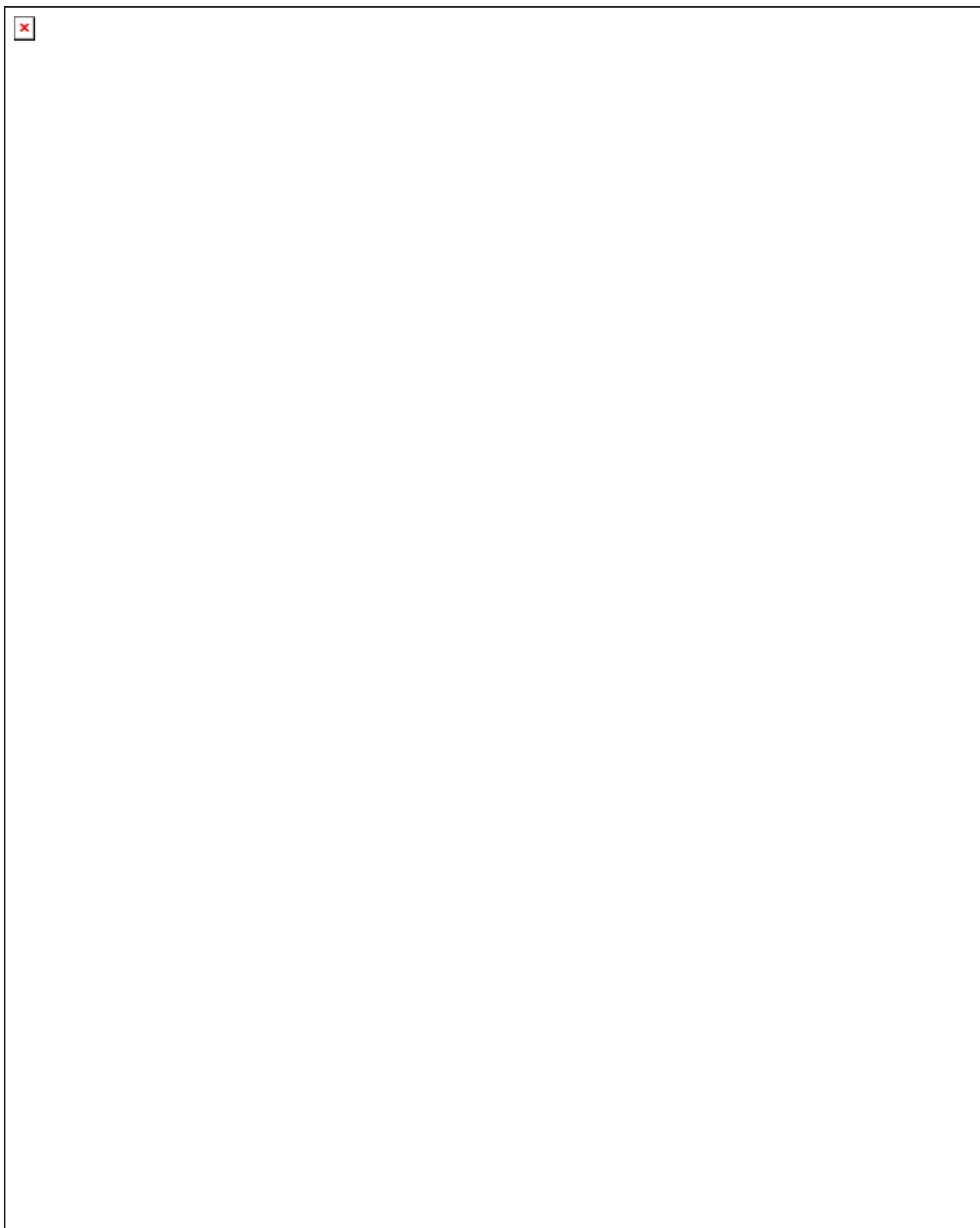


Figura 2.17. Colonna crono-stratigrafica dei bacini Settentrionale delle Malvinas (BSM), del Plateau delle Malvinas (BPM) e dei bacini della Piattaforma Continentale Argentina meridionale più prossimi (San Jorge e San Julian). ESR: *early syn-rift*; LSR: *late syn-ryft*; RST: *rift to sag transition*;EPR: *early post-rift*; MPR: *middle post-rift*; LPR: *late post-rift*; EPU: *early Paleocene uplift*; PUSS: *Post-uplift sag subsidence*; D1: sequenza deposizionale; U1: *unconformity*. Per l'ubicazione dei bacini vedere figura 2.1.

2.2.2.1. Bacino del Plateau delle Malvinas (*Malvinas Plateau Basin*)

2.2.2.1.1. Basamento

Uno studio accurato del "basamento acustico" individuato nell'area del Plateau delle Malvinas attraverso profili di sismica a rifrazione ed a riflessione tra gli anni '50 e gli anni '70 (Ewing et al., 1964; Vila, 1965; Ludwig et al., 1968; Zambrano & Urien, 1970; Ewing et al., 1971; Ewing & Lonardi, 1971; Le Pichon & Hayes, 1971; Francheteau & Le Pichon, 1972; Urien & Zambrano, 1973; Zambrano & Urien, 1974, Burke, 1976) incomincia con i sondaggi eseguiti nel 1974 nell'ambito del DSDP leg 36. Di questi sondaggi solo il Site 330, perforato sul fianco occidentale del BME, raggiunge il "basamento acustico" (figura 4.2). Dall'analisi dei campioni, risulta che esso è costituito da gneiss metasedimentari pre-cambrici, con intrusioni acide paleozoiche. Questo basamento viene associato da alcuni autori (Urien et al., 1981) a quello presente in bacini più occidentali come il Bacino di San Jorge. Mentre da altri, viene comparato, per età e composizione, al basamento igneo affiorante al Capo di Buona Speranza in Sud Africa (Beckinsale et al., 1977, Harris et al., 1977).

Barker, nel 1977, paragona il basamento perforato nel Site 330 a quello affiorante alle Isole Malvinas. Inoltre afferma che le anomalie magnetiche registrate sul plateau durante la stessa campagna DSDP Leg 36 vanno attribuite alla presenza di sciame di dicchi che lo intrudono.

Le datazioni radiometriche (Rb/Sr) eseguite su campioni di basamento nel site 330, danno un'età di 535 ± 66 Ma (Beckinsale et al., 1977). Esso presenta forti affinità mineralogiche e tessiturali con le formazioni esposte a *Cabo Belgrano* (*Cape Meredith*, Isole Malvinas), costituite da rocce anfibolitiche e gneiss di 983 ± 19 Ma, con dicchi che le intrudono di 554 ± 25 Ma (Rb/Sr, Cingolani e Varala, 1976). Tutto il complesso è paragonabile agli affioramenti metamorfici in Natal (Sud Africa) ed in Antartide (Allsopp & Kolbe, 1965; Beckinsale et al., 1977; Marshall, 1994a).

Per Ludwig (1983), invece, le anomalie magnetiche registrate sulla parte centrale del Plateau delle Malvinas testimoniano la presenza di crosta oceanica. In particolare, secondo Lorenzo e Mutter (1988), sulla base dell'analisi di profili di sismica a riflessione, la parte centrale del BPM è costituita da crosta continentale assottigliata soggetta a forte stiramento e subsidenza tettonica con effusioni basaltiche sub-aeree (figura 2.15). L'ipotesi di una composizione oceanica del basamento che soggiace al Bacino del Plateau delle Malvinas, viene avvalorata dal ritrovamento di piccole quantità di basalti e gabbri dragati dalla sommità della Scarpata delle Malvinas, dove il "basamento acustico" affiora.

Il campionamento di rocce di marcata natura continentale sul BME ed il dragaggio di piccole quantità di rocce di natura oceanica sulla sommità della scarpata (Lorenzo e Mutter, 1988),

rendono l'identificazione della natura del basamento del Plateau delle Malvinas molto complessa e dibattuta.

2.2.2.1.2. Successioni sedimentarie

L'analisi delle velocità eseguite su diversi profili di sismica a rifrazione porta all'individuazione di un sismo-strato superficiale, caratterizzato da una velocità media di 2,2 km/sec, interpretato da molti autori come il cuneo sedimentario che ricopre il basamento del Plateau delle Malvinas, con uno spessore variabile tra 6 e 12 km (Ewing et al., 1971, Urien & Zambrano, 1973; Barker, 1977; Lorenzo & Mutter 1988; Richards et al., 1996).

I risultati di 5 sondaggi, di cui 4 sul fianco S-O ed 1 sul fianco N-E del Banco di Maurice Ewing (DSDP Leg 36, 1974, Leg 71, 1980) (figura 4.2) forniscono importanti informazioni sulla sedimentologia e stratigrafia della successione stratigrafica presente nel Bacino del Plateau delle Malvinas.

In base allo studio comparato dei Site 327, 329 e 330 (leg 36, 1977) e dei Site 511 e 512 (leg 71, 1980) si possono elencare le seguenti principali unità, dal basso verso l'alto (gli spessori delle unità variano da site a site (vedi figura 2.17):

(1) (site 330) Gneiss metasedimentari, con intrusioni acide, con un'età di 535 ± 66 Ma (età del metamorfismo o degli eventi idrotermali che hanno coinvolto il basamento), costituiscono un basamento di tipo continentale la cui parte più superficiale presenta evidenze di esposizione sub-aerea in ambiente caldo-secco (calcrete).

(2) (site 330) Deposito fluviale, costituito da strati di sabbie siltose e silt sabbiosi, contenenti abbondanti frammenti vegetali e lignite. Questi strati si alternano a sottili livelli di argille e di lignite. Un sottile livello di caolinite al passaggio basamento-sedimenti, individua l'antico paleosuolo.

(3) (site 330) Deposito di spiaggia composto da uno spesso strato di arenaria a granulometria media, friabile e ben classata, con alta maturità tessiturale (costituita al 90% da quarzo arrotondato o sub-angolare). I due depositi (continentale e di spiaggia) hanno un'età compresa tra il Giurassico medio e l'Oxfordiano inferiore.

(4) (site 330) Alternanza di argille siltose e silt argillosi, con occasionali livelli di calcare e di arenaria. La successione risulta essere fortemente stratificata e con abbondante laminazione. Presenta abbondanti resti vegetali (carbone e frammenti lignei in cui sono ancora visibili le strutture interne) ed abbondanti bioturbazioni, di età compresa tra la base e la metà dell'Oxfordiano.

(5) (sites 327, 330, 511) Successione di argilliti molto ricche in *sapropel*, caratterizzate da un intenso odore di idrocarburi (ambiente anossico). Sparsi tra gli strati di argillite, si ritrovano

livelli di calcare micritico o porcellanite. Un'età compresa tra l'Oxfordiano medio e la fine dell'Aptiano. Dall'analisi paleontologica si registra uno hiatus, all'interno della stessa successione, dalla base del Kimmeridgiano alla fine del Neocomiano. Dall'analisi geotermica (7°C/100m) risulta che: (i) queste *black shales* hanno già raggiunto un grado di maturità abbastanza alto, (ii) che costituiscono sia la roccia madre che il *reservoir* per gli idrocarburi presenti, (iii) gli idrocarburi gassosi formati durante i primi stadi di maturazione, sono migrati verso l'alto, lasciando *in situ* gli idrocarburi liquidi, (iv) l'alternanza di *chalk* e *shales* che ricoprono le *black shales* ne costituiscono la *cap-rock* (Comer & Littlejohn, 1977; Marcus & Ludwig, 1983).

Thompson (1977) ipotizza tre scenari per la formazione di questo deposito anossico. (i) La mancanza di acque molto fredde circolanti alle alte latitudini dell'oceano mesozoico avrebbe portato ad una circolazione di fondo molto più lenta rispetto ad oggi. (ii) Lo sviluppo di uno strato di minimo di O₂ nella colonna d'acqua con deposizione di materia organica lì dove lo strato anossico incontrava il fondo. (iii) Infine l'autore ipotizza, sulla base delle età coeve, una stretta correlazione tra la facies anossica e la frammentazione del Gondwana, con una circolazione ristretta causata da una barriera a sud, lo stesso PM. All'interno della stessa successione è presente uno hiatus molto marcato, che copre un intervallo di tempo che va dalla fine dell'Oxfordiano alla fine del Barremiano, suggerendo un bassissimo tasso di sedimentazione o non-deposizione. Questa lacuna sarebbe causata dalla formazione di uno stretto graben, forse trasversivo, sviluppatosi in seguito alla rottura del Gondwana, con un asse parallelo al margine settentrionale del plateau e che fungerebbe da trappola per i sedimenti provenienti dal Sud-Africa (figura 2.7). Questo *graben* probabilmente rappresenta lo stadio iniziale della frattura gondwanica, attraverso la formazione di un punto triplo (Newton, 1976) e l'inizio dell'azione trascorrente della ZFAM (Ludwig, 1983).

(6) (sites 327, 330, 511) Al disopra del deposito sapropelico, sono presenti *nanno-ooze* e *nanno-clay* ricche in zeoliti, con moderata bioturbazione (presenza di *Zoophycus*). L'età di questi sedimenti va dalla base dell'Albiano alla base del Cenomaniano.

(7) (sites 327, 511) argille pelagiche ricche in zeolite che testimoniano una subsidenza sotto il CCD, con la formazione di diverse successioni condensate, tra il Turoniano ed il Santoniano. Da questo intervallo sono stati campionati delle argille zeolitiche praticamente sterili, con scarsa nanno-flora calcarea e scarsi foraminiferi bentonici abissali e/o di acque fredde. Questa successione è compresa fra due hiatus.

(8) (sites 327, 511) Oozes con foraminiferi e nannofossili di età compresa tra il Campaniano superiore ed il Maastrichtiano medio, con un *hardground* al tetto della successione. Questa sedimentazione è cessata bruscamente con l'alta escursione del CCD che ha marcato il *Terminal Cretaceous Event* (Worsley, 1971).

Lo hiatus per erosione registrato al passaggio Cretaceo-Paleogene sarebbe causato da forti correnti di fondo che hanno agito in quel periodo (Ludwig et al., 1980; Ludwig, 1983; Lorenzo e Mutter, 1988).

(9) (sites 327, 329, 511, 512). Alternanze di argille pelagiche, Oozes silicei a diatomee ed oozes a nannofossili, suddivisi da diversi hiatus, di età compresa tra il Paleocene superiore ed il Miocene, testimoniano un complesso cambiamento delle correnti di fondo sub-antartiche e di fluttuazioni verticali del CCD (apertura del Passaggio di Drake tra l'Oligocene ed il Miocene).

La presenza di coccoliti del genere *Discoaster* nei depositi Paleocenici ed Eocenici e la sua assenza nell'Oligocene, indica un marcato raffreddamento delle acque durante il Terziario medio (Ciesielski & Wise, 1977).

(10) (site 327, 330, 511, 512) La sequenza miocenica è troncata al top da un sottile strato di ghiaia, sabbie e silts marino-glaciali ed ooze del Pleistocene. Questi depositi sono in disconformità su tutto.

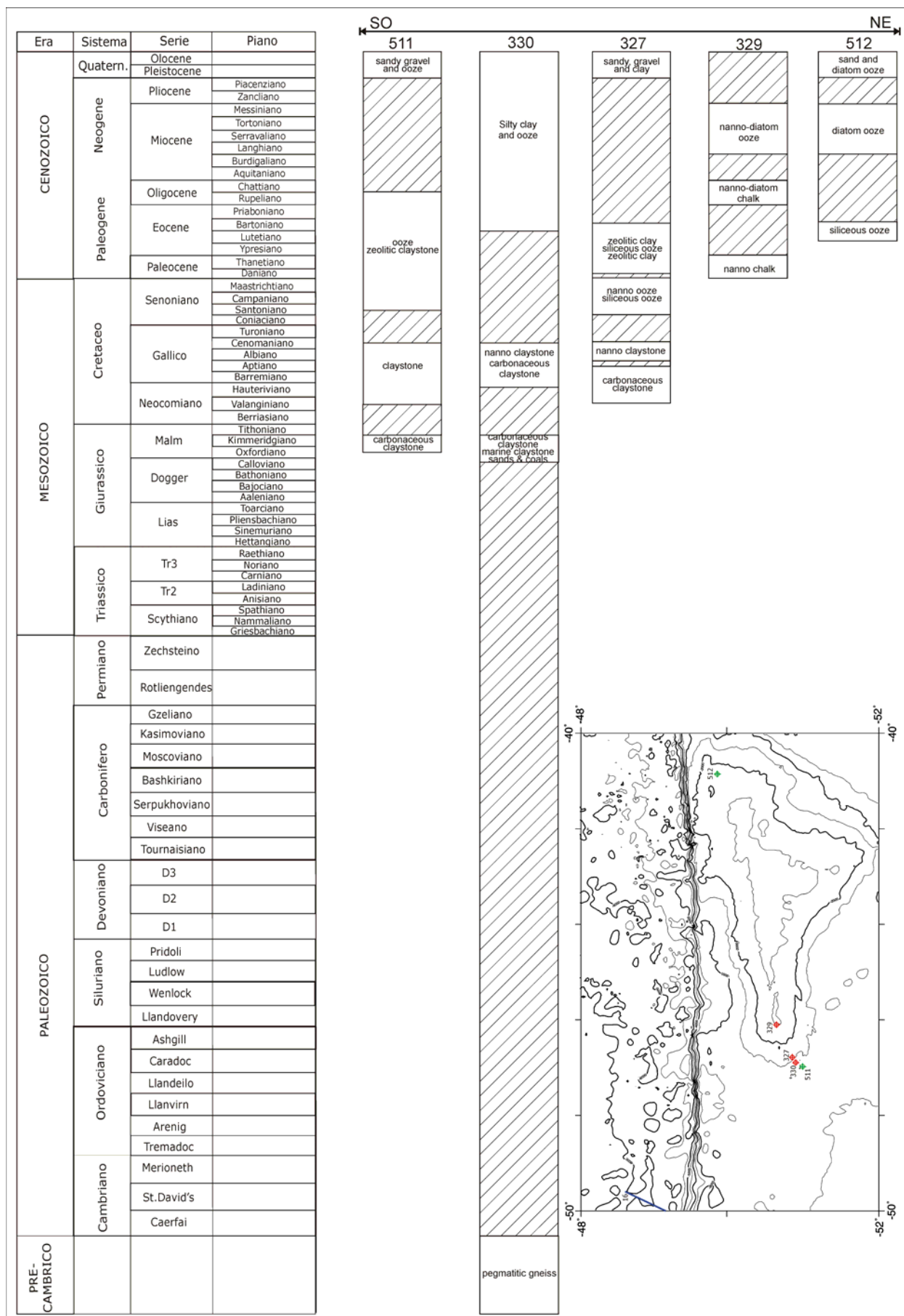


Figura 2.18. Stratigrafia dei sondaggi Site 511, Site 330, Site 327, Site 329 e Site 512. Le aree con il tratteggio rappresentano hiatus. Per l'ubicazione vedere riquadro in basso a destra.

L'andamento dei riflettori che costituiscono le unità sismiche evidenziate nei profili di sismica a riflessione all'interno del cuneo sedimentario del Plateau delle Malvinas, suggerisce un iniziale trasporto dei sedimenti da nord. Questo implica che si tratta prevalentemente depositi di scarpata continentale di *pre-drift* (più di 130 Ma fa) e la maggior parte dei sedimenti che riempiono il plateau corrispondono ai depositi biogenici del Maastrichtiano e del Cenozoico inferiore, in continuità con quelli deposti in piattaforma prima dell'ultima grande erosione submarina in seguito all'apertura del Passaggio di Drake (tabella 1) (Ludwig & Rabinowitz, 1980, Lorenzo & Mutter 1988).

L'analisi delle associazioni di foraminiferi bentonici (Sliter, 1977) fanno ipotizzare, per il BPM, una profondità del fondo di 100-400 m nell'Albiano, di 3000-4000 m. nel Santoniano e di 1500-2000 m. nel Campaniano-Maastrichtiano. Gli autori non sanno spiegare con certezza questa enorme profondità nel Santoniano. Durante il Santoniano è registrato uno hiatus rappresentato da sezioni condensate comprese tra le argille a nannofossili del Cenomaniano ed gli oozes a nannofossili del Campaniano. Da questo intervallo sono stati campionati delle argille zeolitiche praticamente sterili, con scarsa nanno-flora calcarea e scarsi foraminiferi bentonici abissali e/o di acque fredde. Queste caratteristiche possono indicare sia elevate profondità ma anche bacini poco profondi con una circolazione di acque estremamente fredde. Barker (1977) propende per questa seconda ipotesi. Infatti, escludendo le anomalie profondità del Santoniano, essi evidenziano la buona sovrapposizione della curva di subsidenza del MPB con quella di subsidenza tipica di crosta oceanica.

La parte bassa del cuneo sedimentario sul BPM si presenta come un deposito costiero di mare poco profondo che va in *downlap* su una scarpata continentale, seguito da un riempimento del bacino, con un susseguente drappeggio da parte di sequenze pelagiche. Questa parte della successione è caratterizzata da riflettori che immergono verso sud sono tagliati da una disconformità legata all'attività di forti correnti di fondo, foriere delle correnti sub-antartiche, al passaggio Cretaceo-Terziario (figura 2.18.3 e 2.18.4, Lorenzo & Mutter, 1988). Il bordo meridionale del cuneo è stato distrutto attraverso la convergenza obliqua della Dorsale Settentrionale di Scozia contro il Plateau delle Malvinas. I profili di sismica a riflessione evidenziano, inoltre, che, con molta probabilità, la successione di *black shales* presente sul fianco del BME non continui all'interno della zona centrale del plateau (Ludwig, 1983).

All'interno del bacino si riscontrano sequenze pelagiche sono molto spesse e, presumibilmente, costituiscono il principale riempimento del bacino. La configurazione dei riflettori nella parte centrale del plateau è caratteristica di estesi pacchi di sedimenti che immergono verso sud e che vanno in *onlap* contro le Isole Malvinas, ad ovest, ed il BME, ad est. I riflettori paralleli drappeggiano la topografia con lievi cambiamenti nello spessore e nel carattere della riflessione,

suggerendo una deposizione uniforme. Il pattern è fortemente indicativo di argille emipelagiche ed oozes (Sangree e Widmer, 1977; Ludwig, 1983).

Con l'ausilio della stratigrafia sismica e dei sondaggi DSDP, alcuni autori hanno suddiviso la successione che riempie il BPM in 14 sequenze sismiche principali, raggruppate in 4 sequenze deposizionali (Lorenzo e Mutter, 1988; Jacquin e Graciansky, 1988). Tre di queste sequenze sono campionate dai sondaggi DSDP. Al disopra del basamento è visibile la sequenza di *syn-rift*, del Giurassico superiore-Neocomiano inferiore (Biddle et al., 1996), delimitata inferiormente dalla superficie di peneplanazione paleozoica (U_1) e superiormente da una troncatura erosionale (U_2) (figura 2.18). Secondo Lorenzo e Mutter (1988) l'*unconformity* all'interno delle *black shales* (U_2), sarebbe causato da un sollevamento termico dell'area, indotto dal passaggio della dorsale oceanica, lungo l'ZFAM, in corrispondenza del PM e del BME. Questo passaggio avrebbe causato l'assottigliamento e la distensione del basamento del BPM, con formazione di crosta oceanica, con il conseguente allontanamento del BME dalle IM (figura 2.7). il passaggio della dorsale sarebbe anche la causa della maturità termica delle *black shales* della prima sequenza deposizionale (Richards et al., 1996), la quale è costituita da depositi di scarpata terrigeni (*black shales*) di provenienza africana (Thompson, 1977). Anche la seconda sequenza è composta da depositi terrigeni (*black shales*) e pelagici di *post-rift*, ed è delimitata, in basso, da U_2 , ed in alto da un'*unconformity* intra-cretacica originata dall'attività di correnti di fondo presenti durante il Cenomaniano (U_3) (figura 2.19). Questa sequenza viene datata Barremiano-Albiano superiore (Lorenzo e Mutter, 1988).

La terza sequenza non è campionata nei DSDP, ma è visibile solo sui profili di sismica a riflessione, e viene considerata come deposito di *drift*, deposta in condizioni di forti correnti oceaniche. Essa è delimitata inferiormente da U_3 e superiormente da una superficie erosiva al limite Cretaceo/Paleogene (U_4) (figura 2.18). L'origine della U_4 viene relazionata da alcuni autori con il sollevamento della Cordigliera Andina. Lorenzo & Mutter (1988) datano questa unità Cenomaniano medio-Maastrichtiano medio. L'ultima sequenza di *drift* (Paleocene superiore-Oligocene inferiore), è compresa tra la U_4 e la superficie erosionale U_5 . Questa unconformity sarebbe stata creata per erosione attraverso le nuove correnti circum-polari dovute all'apertura del Passaggio di Drake (Oligocene-Miocene). I sedimenti pelagici plio-quadernari, anch'essi depositi in condizioni di forti correnti di fondo, mantellano tutto in disconformità (figura 2.18). Richards et al. (1996), individuano, su nuovi e vecchi profili sismici il tetto delle *black shales* aptiane come un'*unconformity*.

Biddle et al. (1996), parzialmente in conformità con Lorenzo & Mutter (1988), suddividono la successione presente sul plateau in sei sequenze sismo-stratigrafiche: (1) Giurassico superiore-Neocomiano inferiore (156-131 Ma), compresa tra U_1 e U_2 ; (2) Hauteriviano-Aptiano (131-112 Ma), compresa tra U_2 e il passaggio litologico *black shales*-peliti; (3) Albiano-Coniaciano (112-84

Ma), una unità che nel depocentro supera i 2000 m. di spessore e delimitata superiormente dalle sequenze condensate del Santoniano; (4) Santoniano-Maastrichtiano (84-68 Ma). Il limite superiore di questa unità è paragonabile all'*unconformity* U₄ di Lorenzo e Mutter; (5) Maastrichtiano-Ypresiano (68-43.5 Ma), delimitata superiormente dall'*unconformity* Oligocene-Miocene; (6) Lutetiano-Attuale (43,5 Ma).

Del Ben e Mallardi (2004), in base all'analisi di un profilo di sismica a riflessione eseguito a S-O del MEB, con andamento NO-SE, e dei sondaggi DSDP, suddividono il cuneo sedimentario, al disopra del basamento acustico considerato come crosta continentale, in quattro sequenze sismo-stratigrafiche, suddivise in diverse sub-unità (figura 2.19). La sequenza basale "A" è delimitata inferiormente dall'orizzonte sismico "Z", paragonabile all'*unconformity* regionale U₁ di Lorenzo e Mutter (1988), e superiormente dall'orizzonte "J", rappresentante il *top* dei sedimenti tithoniani campionati nel site 511 e paragonabile all'*unconformity* regionale giurassica U₂ (Lorenzo e Mutter, 1988). Sopra l'orizzonte "J" è presente una piccola unità sismo-stratigrafica "B" che rappresentano le *black shales* del Barremiano-Albiano. L'unità "B" è in continuità superiore con la sequenza "C", che gli autori ipotizzano essere coeva con lo hiatus del Cenomaniano registrato nel Site 511. la sequenza "C" fa da base per la sequenza "D", costituita dalle argille del Cenomaniano-Campaniano inferiore. La superficie sismica che divide la sequenza "C" dalla sequenza "D", corrisponde all'*unconformity* locale U₃ di Lorenzo e Mutter (1988). La sequenza "E" soprastante è correlabile alle argille del Campaniano-Maastrichtiano del site 511, ed è delimitata superiormente dall'orizzonte "K", che rappresenta l'*unconformity* regionale U₄ presente al passaggio Cretacico/Terziario (Lorenzo e Mutter, 1988). Sopra l'orizzonte "K/U₄" è presente la sequenza "F", corrispondente ai sedimenti dal Paleocene fino al Miocene superiore. All'interno di questa sequenza gli autori evidenziano un orizzonte sismico paragonabile alla U₅ (apertura *Drake Passage*, Oligocene-Miocene). L'ultima e più superficiale sequenza "G" rappresenta il Plio-Quaternario (figura 2.19).

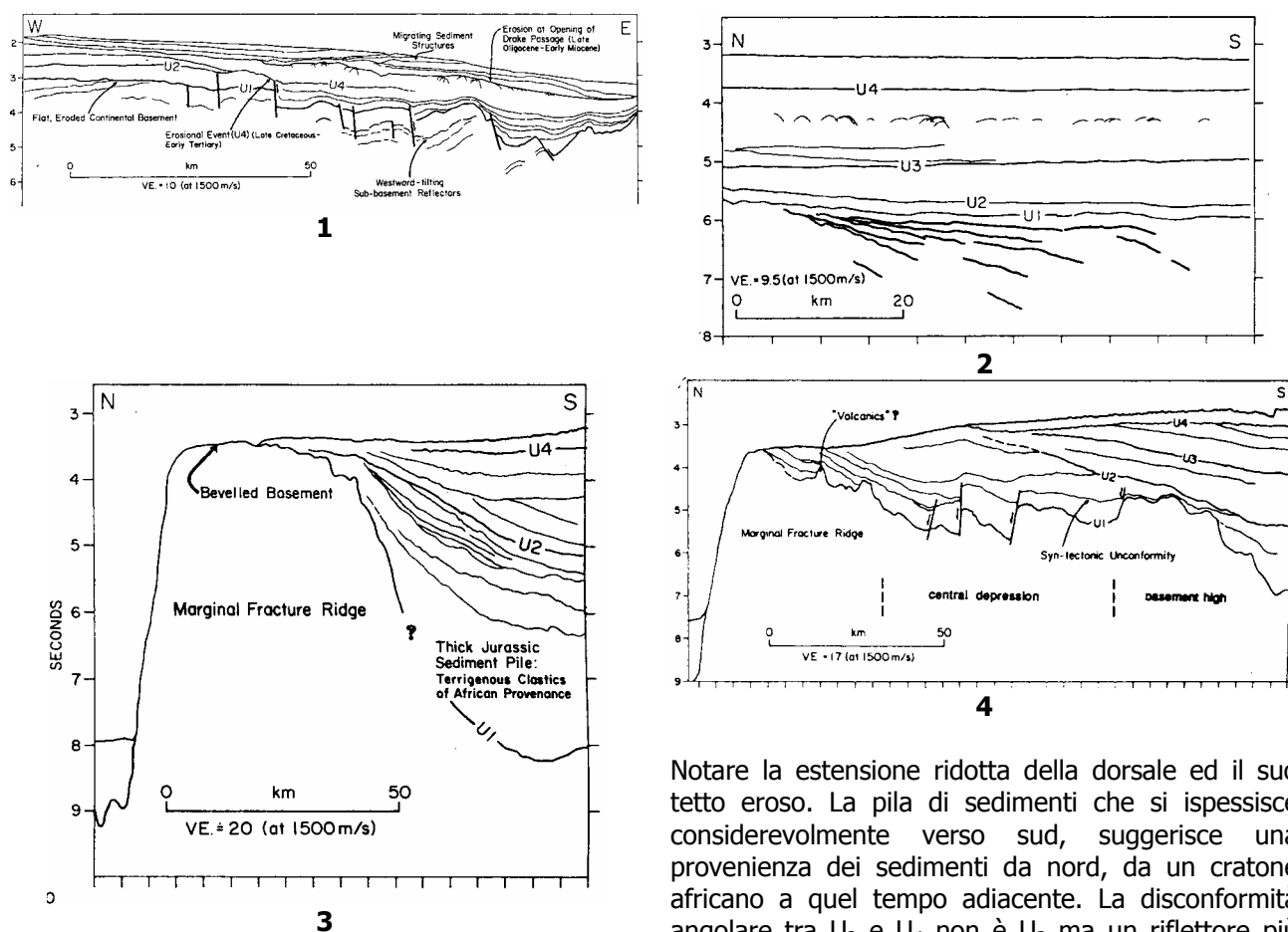


Figura 2.19. (1) Interpretazione del profilo sismico Line 139 sul margine orientale del Plateau delle Malvinas. U_1 : tetto del basamento, fagliato durante l'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale. All'interno della metà superiore della sequenza terziaria è visibile una configurazione sismica di sedimenti migranti di drift, probabilmente una testimonianza dell'apertura del Passaggio di Drake e l'inizio di una forte corrente di fondo oceanico. **(2)** Riflettori inclinati visibili nel basamento. Notare i riflettori con configurazione *hummocky* ed obliqua tangenziale nell'intervallo U_3 - U_4 . **(3)** Interpretazione del profilo sismico Line 143 sul bordo settentrionale del Plateau delle Malvinas (Scarpata delle Malvinas).

Notare la estensione ridotta della dorsale ed il suo tetto eroso. La pila di sedimenti che si ispessisce considerevolmente verso sud, suggerisce una provenienza dei sedimenti da nord, da un cratone africano a quel tempo adiacente. La disconformità angolare tra U_2 e U_4 non è U_3 ma un riflettore più profondo che segna un cambiamento della sedimentazione da un sistema progradazionale da nord, ad una sedimentazione a drappoggio. Inoltre esso segna la fine dell'apporto sedimentario terrestre nel momento che la placca africana si allontana dal plateau. **(4)** Interpretazione del profilo sismico multicanale Line 144 attraverso il margine settentrionale del Plateau delle Malvinas (Scarpata delle Malvinas). Lo stile tettonico trassensionale di semi-graben che caratterizza il basamento, coinvolge anche i sedimenti sovrastanti. I riflettori immergono verso sud. Notare le relazioni esistenti tra le diverse superfici di disconformità (da Lorenzo & Mutter, 1988).

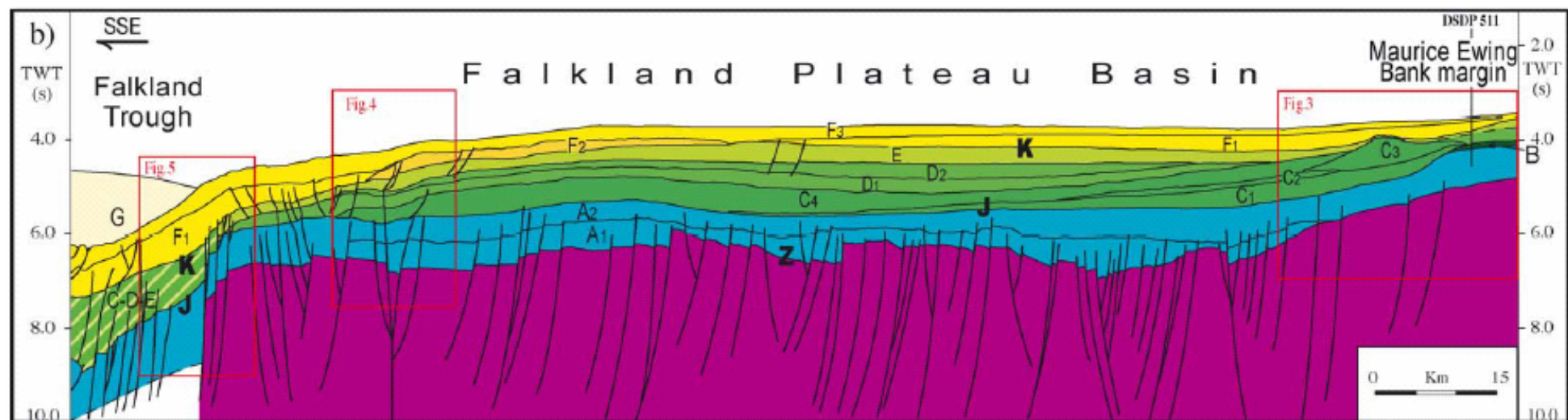


Figura 2.20. Interpretazione della linea di sismica a riflessione I95167b del Plateau delle Malvinas. Sono chiaramente riconoscibili le disconformità principali. La disconformità Z è il tetto del basamento pre-cambrico, J è il confine tra Giurassico e Cretacico, K è il confine tra Cretacico e Terziario. J e K sono calibrati dal DSDP 511, Z del DSDP 330, proiettato su questa sezione (da Del Ben & Mallardi, 2004).

2.2.2.2. Bacino Settentrionale delle Malvinas (North Malvinas Basin)

Durante la prima metà degli anni '90 vengono acquisiti, a scopo esplorativo per gli idrocarburi, molti chilometri di profili di sismica a riflessione per il Bacino Settentrionale delle Malvinas. Solo successivamente, nel 1998, vengono eseguiti sei pozzi esplorativi all'interno del bacino (tabella 4.2 e figura 4.2). Dall'analisi di questi sondaggi e di quello eseguito pochi anni prima nel Bacino di San Julian, è stato possibile eseguire uno studio tettono-stratigrafico di questo settore della piattaforma continentale argentina.

2.2.2.2.1. Basamento

Il basamento acustico individuato nei profili di sismica a riflessione viene perforato solo nel sondaggio n° 14/9-1 sulla cresta dell'*Intra-Graben High* (figura 2.15) per circa 49 m.

Questa unità giace sotto un marcato riflettore di alta ampiezza e sembra formare la parte centrale dell'*Intra-Graben High* (figura 2.15 e 2.22). Essa viene individuata anche nelle zone più profonde del bacino, dove costituisce la base della successione sedimentaria mesozoica. Dall'analisi di sondaggio, il basamento risulta essere costituito da rocce sedimentarie silico-clastiche, prevalentemente argille siltose, ricche in materia organica, del Devoniano, che, l'analisi palinologica, evidenzia essere di ambiente fluvio-lacustre (Richards & Hillier, 2000)

2.2.2.2.2. Successioni sedimentarie

Il Bacino Settentrionale delle Malvinas, contiene più di 9 km di sedimenti giurassici e cenozoici. Attraverso l'analisi comparata di profili di sismica a riflessione e dati provenienti da sondaggi, sono stati individuati 4 orizzonti sismici, che delimitano 5 unità sismo-stratigrafiche (Lawrence & Johnson, 1995; Rossetti et al., 1996), contenute al loro interno 8 unità crono-stratigrafiche (Richards & Hillier, 2000; Richardson & Underhill, 2002): **(1)** orizzonte "rosso/porpora". Questo orizzonte indica la superficie erosionale dell'Unità di Pre-Rift, rappresentata dal basamento acustico del Devoniano. Al di sopra di questo orizzonte viene descritta una unità sismica in *onlap* sul basamento e localmente troncata verso l'alto. Gli autori la definiscono come una "Unità di Early Syn-Rift", costituita prevalentemente da depositi fluviali o fluvio-lacustri, con conoidi alluvionali che si diffondono nel bacino. Un'età compresa tra il Giurassico Medio ed il Tithoniano (figura 2.15). **(2)** Orizzonte "indaco/arancio". Questo orizzonte è posizionato in corrispondenza di una forte discordanza angolare ed è un limite di sequenza fra due fasi di *rift*. L'unità sismica sovrastante è in *onlap* sul basamento ed è troncata verso l'alto nella zona più meridionale del bacino. Essa costituisce l'Unità di Late Syn-Rift, rappresentata da depositi che vanno da fluvio-

lacustri a più marcatamente lacustri, con un aumento di argille e silt al centro e depositi più sabbiosi sui bordi del graben. Sono presenti spesso intercalazioni e strati di materiale tufaceo o di piroclastici rimaneggiate (figura 2.21) (TOPV, *Top volcanoclastics* per Richardson & Underhill, 2002). Studi biostratigrafici assegnano a questa unità un'età Tithoniano-Berriasiano. **(3)** Orizzonte "azzurro/blu". Un'*unconformity* regionale che delimita la fase di *syn-rift* da quella di *post-rift*. L'unità presente superiormente a questo orizzonte viene definita come un deposito di *sag*, cioè di sprofondamento termico (Berriasiano-Valanginiano). Questa unità è molto simile alla prima, anch'essa rappresenta una linea di costa lacustre con deposizione di spessi banchi di *claystone* verso il depocentro. Superiormente si passa all'"Unità di Early Post-Rift" (Valanginiano-Aptiano). La presenza di dolomiti inter-stratificate in una litologia prevalentemente costituita da *claystone* lacustri, suggeriscono possibili fasi di aridità, con deposizione di evaporiti in acque poco profonde. La presenza di resti fossili di pesci e di ostracodi provano che questo lago era sufficientemente grande da avere circolazione di acque ben ossigenate, mentre il ritrovamento di materia organica carboniosa testimonia la possibile presenza di paludi e *marsh* sui bordi di questo enorme lago (Richards & Hillier, 2000). Dai sondaggi e dalla sismica si evidenziano anche una progradazione da nord di delta all'interno del lago (figura 2.15). **(4)** Orizzonte "marrone/rosso". Una importante *unconformity* del Terziario inferiore e medio, collegata alla fase di deformazione andina e che limita inferiormente le sequenze marine di piattaforma (Rossetti et al., 1996). Sopra questo orizzonte è stata individuata l'"Unità di Middle Post-Rift" (figura 2.21) (Aptiano-Albiano). Lawrence & Johnson (1995) individuano un altro orizzonte sismico, la *green unconformity*, espressione di una importante fase compressiva (sezioni condensate e hiatus, della stessa età della *green unconformity*, sono state evidenziate dai sondaggi sul MEB).

L'ultima unità sismica comprende le unità sismo-stratigrafiche di "Late Post-Rift" (Albiano-Paleocene Inferiore) e "Post uplift Sag Subsidence" (Paleocene-Recente) La prima è rappresentata da una successione di *sand-dominated* con intercalazioni di *claystone* e *clayston-dominated* con intercalazioni di *sand*, che suggeriscono agli autori un passaggio da un ambiente sub-aereo ad un ambiente marino. L'Unità "Post uplift Sag Subsidence" formatasi dopo una fase di uplift registrata durante il Paleocene Inferiore, è costituita da una progradazione verso nord dei maggiori cunei deltizi in un bacino totalmente sommerso.

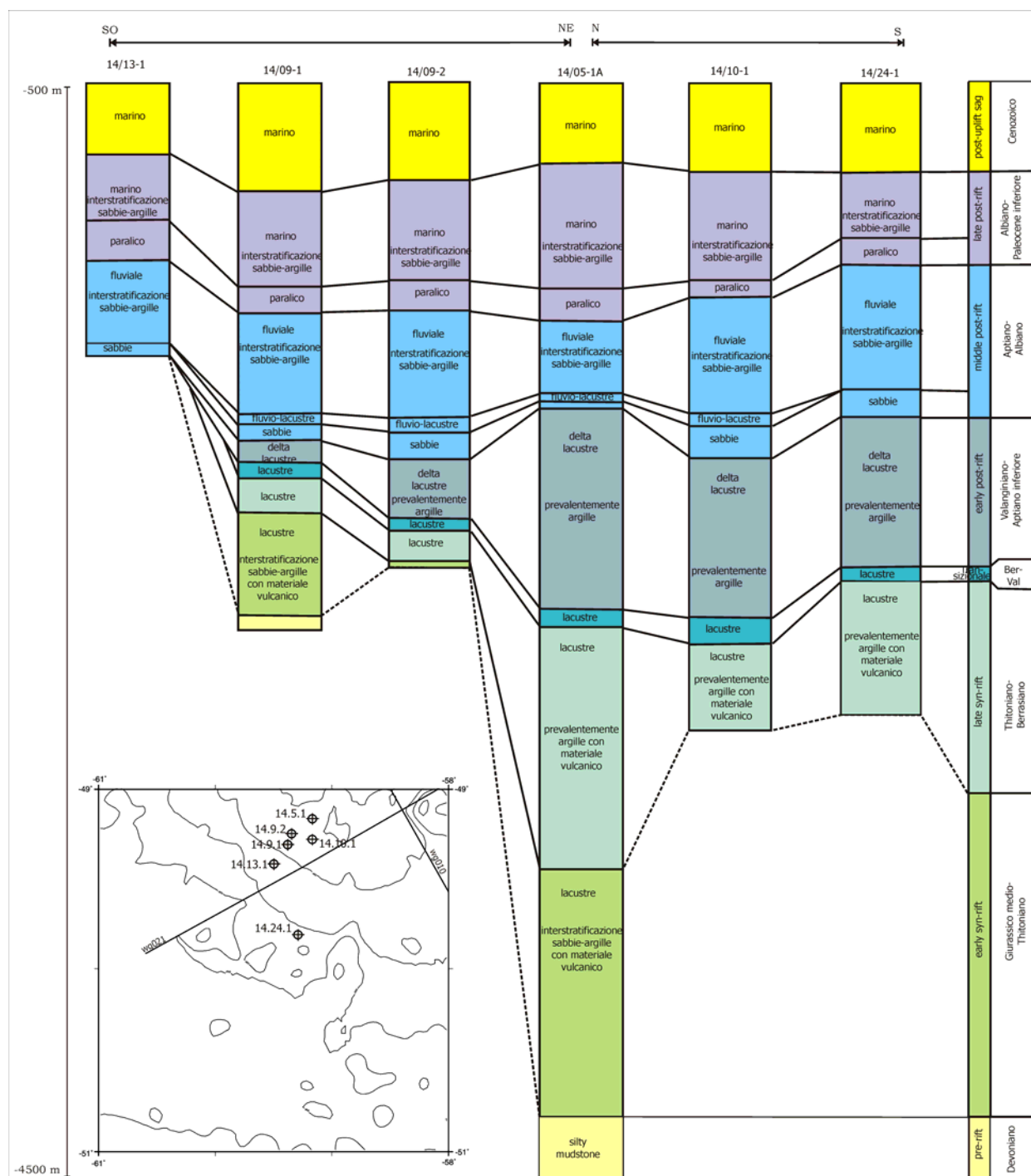


Figura 2.21. Correlazione crono-stratigrafica tra i sei sondaggi eseguiti all'interno del Bacino Settentrionale delle Malvinas. Per l'ubicazione vedere figura 4.2. Per il posizionamento dei pozzi vedere riquadro in basso a sinistra (modificato da Richards & Hillier, 2000).

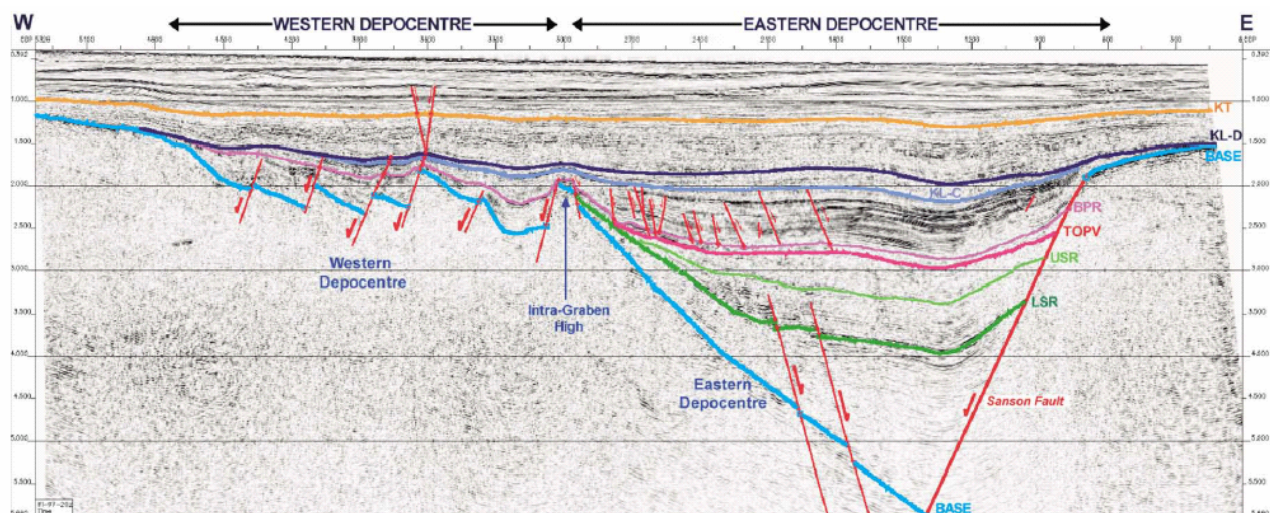


Figura 2.22. Interpretazione della linea sismica lfi-97-20z. sezione E-O attraverso il depocentro Occidentale ed Orientale del Bacino Settentrionale delle Malvinas, che mostra i cunei di syn-rift che si ispessiscono verso la Faglia di Sanson e le faglie antitetiche, con il basamento a gradoni nel depocentro orientale. Nel depocentro occidentale, l'unità di syn-rift è in onlap sul margine occidentale del basamento, dove ci sono una serie di semi-graben riempiti dalla sequenza di syn-rift. Un graben causato da collasso estensionale è visibile nei sedimenti di post-rift al disopra dei una delle faglie che delimitano il semi-graben. BASE: tetto basamento paleozoico; LSR: tetto Early Syn-Rift; USR: riflettore di Mid-Late Syn-Rift; TOPV: Top Volcaniclastics; BPR: tetto Syn-Rift/base Post-Rift; KL-C: tetto dell'intervallo di argille lacustri di Early Post-Rift; KL-D: tetto delle sabbie più profonde del Post-Rift; KT: limite Cretacico-Paleogene. Per il posizionamento dei profili vedere figura 2.16a (da Richardson & Underhill, 2004).

Capitolo 3 – Confronto con altri margini continentali trasformati

In questo capitolo si evidenziano brevemente le caratteristiche crostali principali di alcuni tra i margini continentali trasformati più studiati, quali la zona di frattura Agulhas (Sud Africa), il margine trasformato del Ghana-Costa d'Avorio (*Romanche Transforme Margin*) e il margine trasformato del Plateau di Exmouth (Australia nord-occidentale), cercando di descrivere le possibili analogie dal punto di vista strutturale, stratigrafico ed evolutivo (figura 3.1).

Le zone di frattura oceaniche sono lunghe e lineari strutture, caratterizzate da un'articolata morfologia, all'interno dei bacini oceanici. Solitamente seguono archi di cerchi minori sulla superficie terrestre partendo dalle dorsali di espansione oceanica e proseguendo verso i margini continentali (Bonatti & Crane, 1984). Essi costituiscono il prolungamento asismico delle faglie trasformi, caratterizzate invece da alta sismicità, che congiungono i segmenti opposti di una dorsale di espansione oceanica. A causa della loro natura, caratterizzata da sistemi di faglie che penetrano la crosta, è opinione comune che le zone di frattura siano un canale preferenziale per estrusioni magmatiche (Bonatti & Crane, 1984; Ben Avraham et al., 1993; Ben Avraham et al., 1997; Uenzelmann-Neben & Ghol, 2004).

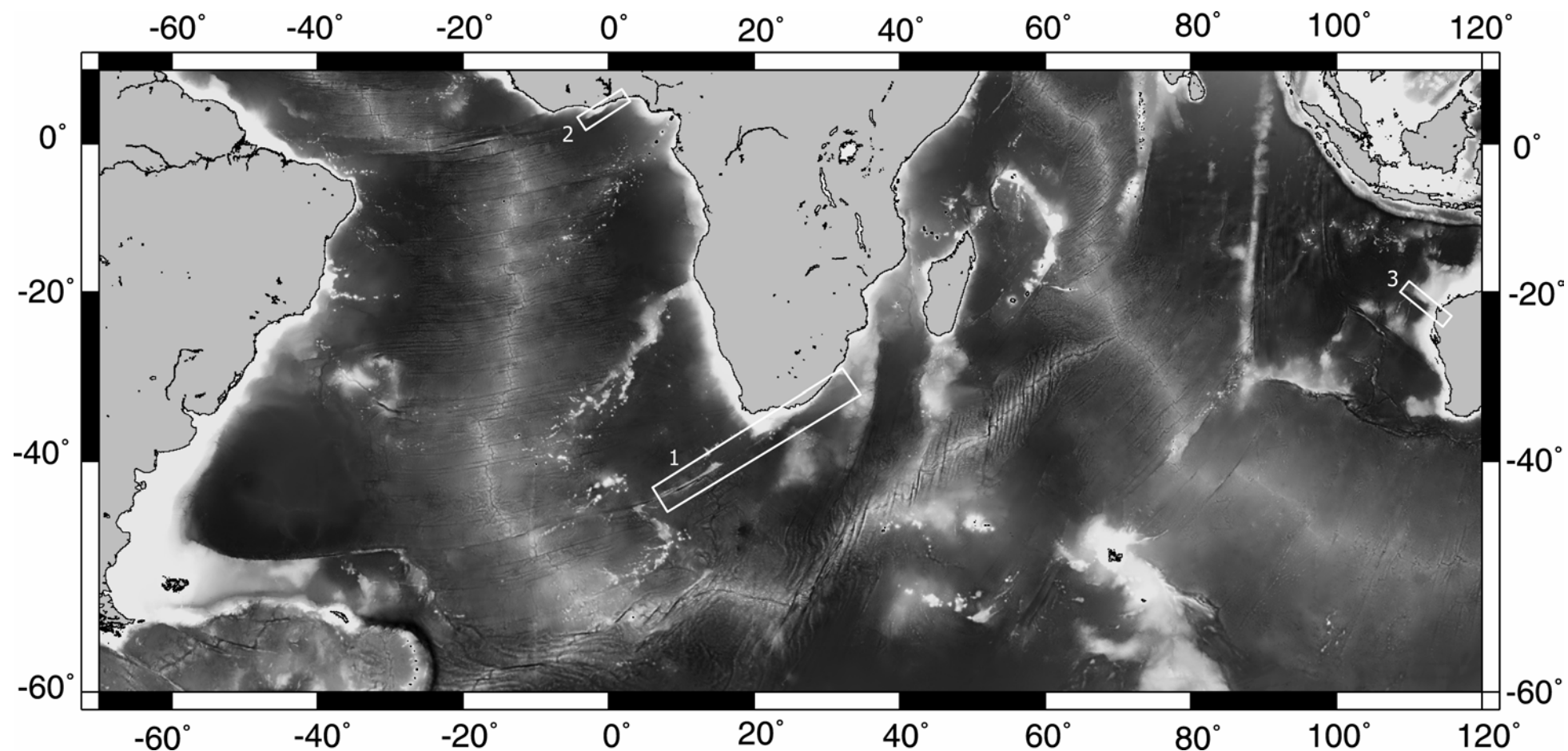


Figura 3.1. Mappa geografica e batimetrica con l'ubicazione dei margini continentali trasformati descritti; 1: Zona di Frattura Agulhas; 2: Margine Continentale Trasformato del Ghana-Costa d'Avorio; 3: Margine Continentale Trasformato del Plateau di Exmouth.

3.1. La Zona di Frattura Agulhas

Come già accennato nel paragrafo 2.1, la zona di frattura Agulhas-Malvinas si estende tra il margine meridionale del Sud Africa ed il bordo settentrionale del Plateau delle Malvinas (figura 2.2). La zona di faglia trasforme attualmente attiva, compresa tra 47°S, 20°O e 47.5°S, 23.5°O, separa la Zona di Frattura di Malvinas dalla Zona di Frattura di Agulhas. Quest'ultima rappresenta il segmento più orientale di questo lineamento tettonico e costituisce il bordo sud-orientale della placca africana (figura 3.1).

Sulla base di osservazioni batimetriche e di anomalie gravimetriche derivate da satellite è possibile individuare, lungo l'andamento di questa zona di frattura, diverse particolari province tettono-stratigrafiche (Ben-Avraham et al., 1993; Ben-Avrham et al., 1997; Wildeboer Scuth et al., 2002, Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004).

Più in dettaglio, partendo da sud-ovest e procedendo verso nord-est, si individuano l'*Agulhas Ridge* (Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004), il *Mallory Trough segment*, il *Diaz Ridge segment*, l'*East London segment* ed il *Durban segment* (Ben-Avrham et al., 1997). Questi segmenti differiscono tra di loro principalmente per il fatto che alcuni presentano un contatto tra crosta continentale ed oceanica, altri mostrano crosta oceanica da entrambi i lati.

L'*Agulhas Ridge* è una pronunciata anomalia topografica, situata tra 41°S, 16°E e 43°S, 9°E. Essa è composta da due creste parallele separate da una valle centrale (figura 3.2). Queste creste si elevano dal fondo oceanico per più di 2 Km. Gli unici due rilievi di tale entità riscontrabili lungo tutta la zona di frattura Agulhas-Malvinas, sono la Scarpata delle Malvinas, ad est, ed il *Diaz Ridge*, ad ovest (Ben-Avrham et al., 1993; Lorenzo & Wessel, 1997; Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004). L'*Agulhas Ridge* differisce da entrambi per due fattori principali: (i) essa non separa crosta oceanica da crosta continentale, ma crosta oceanica di età differente; (ii) essa non si è formata nelle fasi iniziali di frattura del Gondwana occidentale, ma durante un periodo compreso tra 80 e 69 Ma (Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004). L'analisi di profili di sismica a riflessione e di dati di sismica a rifrazione ad alto angolo eseguiti in corrispondenza di questa dorsale, ha, inoltre, evidenziato una natura continentale della cresta settentrionale che compone l'*Agulhas Ridge* (Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004). In pratica la cresta settentrionale sarebbe un frammento di crosta continentale trascinato dal movimento trascorrente della zona di frattura. Per di più, l'età della crosta oceanica a nord ed a sud della dorsale permette di datare questo distacco intorno ai 90-95 Ma, periodo durante il quale il Maurice Ewing Bank si spostava verso ovest passando per il Cape Basin (Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004).

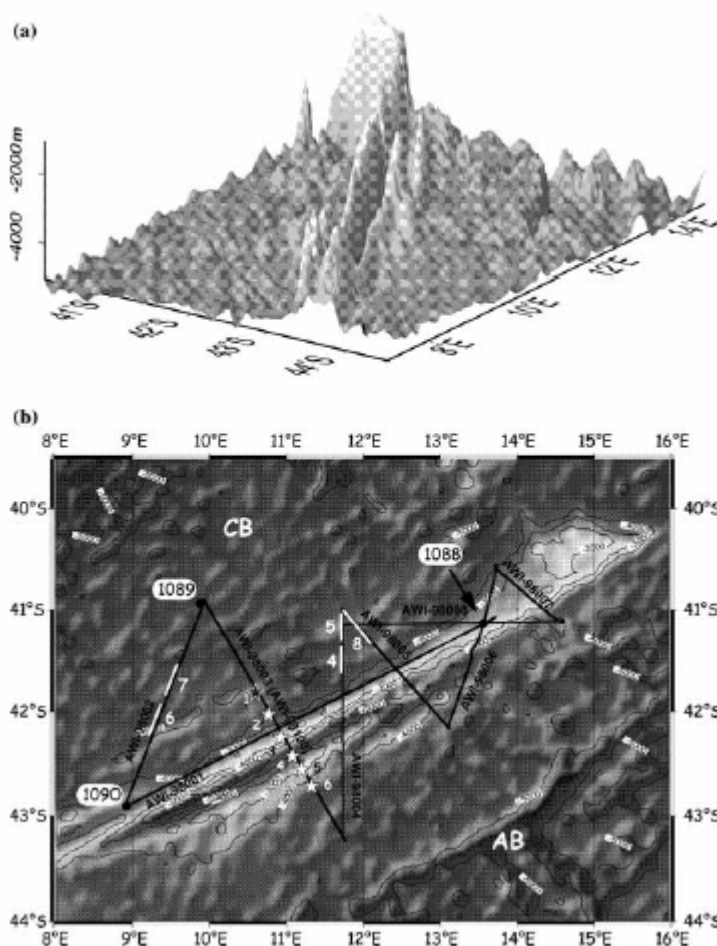


Figura 3.2. (a) Mappa batimetrica tridimensionale derivata da satellite (Smith & Sandwell, 1997), che illustra l'asimmetria tra il segmento settentrionale e meridionale dell'Agulhas Ridge, separati da una valle centrale. (b) mappa di posizione dei profili sismici a riflessione. I numeri con le stelle mostrano la posizione delle stazioni OBH usate per l'acquisizione e l'analisi dei dati di rifrazione ad alto angolo, utilizzati nei modelli. CB: Cape Basin; AB; Agulhas Basin. È inclusa l'ubicazione dei sondaggi ODP Leg 177, Sites 1088, 1089 e 1090 (da Gersonde et al., 1999 e Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004)

I segmenti successivi occupano quel settore della zona di frattura di Agulhas che borda il margine continentale sud-africano (figura 3.3). Il segmento denominato *Mallory Trough segment* (figura 3.3, Ben-Avrham et al., 1997), costituisce la porzione più meridionale. Il *Mallory Trough* è un bacino impostato su crosta oceanica, o su crosta continentale fortemente assottigliata, che separa il bordo meridionale dell'*Agulhas Bank* dall'*Agulhas Marginal Fracture Ridge* (figura 3.3). Quest'ultimo è uno stretto ed alto elemento morfo-strutturale che corre lungo la faglia trasforme approssimativamente a 37°S, 22°E. L'analisi di profili di sismica a riflessione ha evidenziato un basamento acustico caratterizzato da diverse strutture. In particolare, un esteso alto strutturale divide la parte più profonda del bacino in due parti. La sequenza sedimentaria all'interno del *Mallory Trough segment* comprende due distinte unità, evidenziate dall'analisi di profili di sismica a riflessione. L'unità superiore è ben stratificata, scarsamente deformata e la sua stratificazione orizzontale è troncata dalla pendenza verso sud della topografia. L'unità inferiore è maggiormente deformata e possono essere osservati solo pochi riflettori.

Il secondo segmento, chiamato *Diaz Ridge segment*, rappresenta una cresta sub-affiorante della zona di frattura Agulhas che delimita a sud il *Southern Outeniqua Basin* (figura 3.3). Questo bacino è impostato su crosta oceanica o crosta continentale fortemente assottigliata e,

secondo alcuni autori, rappresenterebbe il margine coniugato del Bacino del Plateau delle Malvinas, prima della frattura gondwanica (Ben-Avraham et al., 1993; Marshall, 1994a; Ben-Avrham et al., 1997). L'apertura di questo bacino sarebbe quindi legata a forti movimenti transtensivi e/o rotazionali (Ben-Avrham et al., 1997; Thomson, 1999). Il *Diaz Ridge* è ricoperto da sedimenti bacinali che vanno in onlap verso nord. La successione sismo-stratigrafica è marcata da un forte riflettore basale denominato "1At1" (Ben-Avrham et al., 1993) che rappresenta una disconformità basale di età Valanginiano-Hauteriviano.

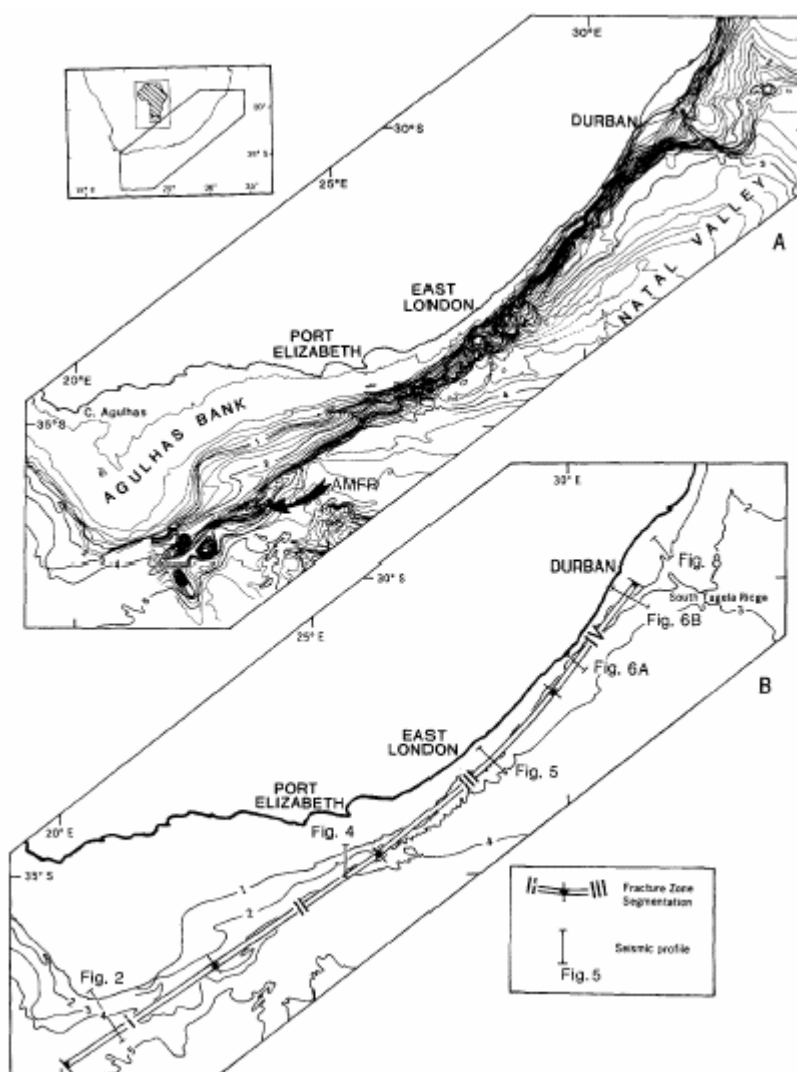
Il terzo segmento (*East London segment*, figura 3.3), presenta crosta continentale a nord e crosta oceanica a sud della zona di frattura. Questo passaggio fra due differenti tipi di crosta è marcato da un picco di anomalia magnetica (*Cape Slope Anomaly*, Du Plessis & Simpson, 1974; *Anomalia G*, Rabinowitz & LaBreque, 1979) registrabile a 15-20 Km verso mare, a metà della scarpata continentale.

Il *Durban segment* (segmento IV, figura 3.3) costituisce, invece, il margine coniugato del Maurice Ewing Bank, presente sul bordo orientale del Plateau delle Malvinas (Ben-Avraham et al., 1993; Marshall, 1994a; Ben-Avrham et al., 1997). L'analisi di profili di sismica a riflessione, individuano, a sud di questo un sistema di *apron*, la cui successione sedimentaria è costituita prevalentemente da depositi di *contourite* di *drift* di probabile età oligo-miocenica.

Il limite nord-orientale del *Durban segment* rappresenta la terminazione della zona di frattura Agulhas. Essa termina bruscamente all'interno del *South Tutela Reentrant* (Ben-Avrham et al., 1997) contro un sistema di faglie dirette con andamento NO-SE, associato ad un brusco cambiamento di direzione del limite crosta continentale-oceanica da NE-SO a NO-SE. Questo sistema di faglie dirette formano un *graben* al cui interno i sedimenti più antichi potrebbero essersi depositi durante la primissima fase di *rift*, con un'età ascrivibile al Giurassico superiore, comparabili, quindi, a quelli rinvenuti sul margine coniugato del Maurice Ewing Bank (Lorenzo & Mutter, 1988; Ben-Avrham et al., 1997).

Dalla maggior parte di questi studi si evince che la Zona di Frattura Agulhas non ha seguito nessun evidente allineamento tettonico crostale pre-esistente, ma attualmente taglia differenti province crostali (Hartnady et al., 1985). Molto probabilmente questa zona di frattura si è imposta su province tettoniche precambrico-paleozoiche per mezzo di forze esterne causate dall'attività del mantello astenosferico sottostante (Ben-Avraham et al., 1993).

Figura 3.3. Mappa della Zona di Frattura Agulhas, che illustra la sua segmentazione. (A) Batimetria (curva di livello ogni chilometro, da Dingle et al., 1987). (B). Localizzazione dei profili sismici e della segmentazione tettonica. AMFR: Agulhas Margin Fracture Ridge; I: Mallory Trough segment; II: Diaz Ridge segment; III: East London segment; IV: Durban segment (da Ben-Avraham et al., 1997)



3.2. Il margine continentale trasforme del Ghana-Costa d'Avorio (Romanche Fracture Zone)

L'espansione del fondo oceanico nell'Oceano Atlantico equatoriale incomincia durante l'Aptiano, attraverso *rifting* e sforzi di taglio lungo zone di frattura equatoriali. L'Oceano Atlantico centrale e meridionale continuano ad aprirsi indipendentemente fino al Santoniano inferiore, quando i continenti africano e sud-americano sono completamente distinti e definiti. Questo periodo coincide con un cambio nei poli di rotazione, dopodichè l'Oceano Atlantico comincia ad aprirsi omogeneamente da nord a sud.

La *Romanche Fracture Zone* è una delle zone di taglio (come le Saint Paul, Chain e Ascension Fracture Zones) che hanno giocato un ruolo fondamentale nell'apertura della fascia equatoriale dell'Oceano Atlantico. Il settore più orientale di questa frattura costituisce il margine meridionale della piattaforma continentale del Ghana-Costa d'Avorio. Lungo questo tratto la crosta continentale africana si contrappone alla crosta oceanica del Golfo di Guinea.

Diversi autori hanno ottenuto, attraverso studi integrati di sismica a riflessione ed a rifrazione, di magnetometria e di gravimetria, un modello geofisico da cui è stato ricavato un'interpretazione geologica per questo margine continentale trasforme (figura 3.5, Edwards et al., 1997, Attouh et al., 2004). Questo modello geologico prevede la presenza di tre zone crostali contraddistinte da diversi valori di velocità, densità e magnetizzazione (figura 3.4). (i) La crosta oceanica più prossima alla zona di frattura è contrassegnata da un anomalo assottigliamento, con uno spessore medio di 3,5-5 Km (figura 3.4) (invece del normale spessore di $7,1 \pm 0,8$ Km, White et al., 1992). Questa caratteristica sarebbe causata dallo spessore ridotto dei gabbri nella parte più inferiore della crosta oceanica (Edwards et al., 1997). Al largo della scarpata continentale è stata individuata una piccola zona di frattura che corre parallela alla *Romanche fracture zone*. In corrispondenza di essa il basamento acustico si approfondisce e presenta una morfologia molto articolata (figura 3.4). La crosta oceanica si ispessisce e mostra velocità relativamente più basse nella parte superiore della crosta, mentre mostra velocità più alte nella parte inferiore. Questa struttura è altamente indicativa di una zona di frattura oceanica. (ii) La crosta continentale costituisce la piattaforma e la scarpata continentale. La parte più esterna della piattaforma e tutta la scarpata sono caratterizzate da un brusco assottigliamento dello spessore della litosfera, con una scarpata molto ripida. Immediatamente alle spalle della zona di frattura, verso terra, si registra, inoltre, una marcata anomalia gravimetrica di aria libera negativa, probabilmente legata ad una localizzata intrusione di corpi ad alta densità. Questo picco di anomalia negativa è molto prossimo al punto di massimo spessore della sequenza di syn-rift individuata da Attouh et al. (2004) sempre sul fianco continentale del margine.

Il passaggio tra la crosta continentale e la crosta oceanica è caratterizzata da una stretta fascia (6 Km di larghezza) ai piedi della scarpata continentale. Questa fascia ha velocità e densità ed una magnetizzazione più alta della crosta adiacente (Edwards et al., 1997). Le cause di questi valori così elevati potrebbero essere legati a due cause: 1) la regione è composta da materiale del mantello superiore serpentizzato che è stato messo in posto tettonicamente ai livelli più alti; 2) la regione è caratterizzata da crosta continentale pesantemente intrusa da rocce ignee basiche. La seconda ipotesi sarebbe legata al passaggio del centro di espansione oceanica lungo il margine trasforme, con una fusione ed intrusione molto localizzata di corpi ad alta densità.

L'analisi di profili sismici a riflessione ha portato, invece, all'individuazione di tre sequenze sedimentarie principali di pre-, syn- e post-rift. La sequenza di pre-rift consiste principalmente di terreni paleozoici con età che variano tra il Devoniano ed il Carbonifero. Come per i più recenti modelli crostali (Masclé & Blarez, 1987; Todd & Keen, 1989; Gadd & Scrutton, 1997; Lorenzo & Wessel, 1997; Sage et al., 2000), anche in questo caso l'evoluzione del margine trasforme viene suddiviso in tre fasi. Durante la fase di taglio intracontinentale si sviluppano bacini di pull-apart come il risultato dell'azione, a livello litosferico, di faglie trascorrenti. Questa fase viene

accompagnata da rifting e contemporaneo assottigliamento della locale crosta continentale, con la deposizione della sequenza *syn-rift*, distinta da una facies continentale, che include sabbie bituminose ed argille, sovrastate da un'alternanza di sabbie grossolane e limi contenenti frammenti vegetali (Akpati, 1978; Kjemperud et al., 1991; Mascle et al., 1996). Questo bacino, e l'area occupata dall'anomalia gravimetrica negativa individuata da Edwards et al. (1997) coincidono per buona parte.

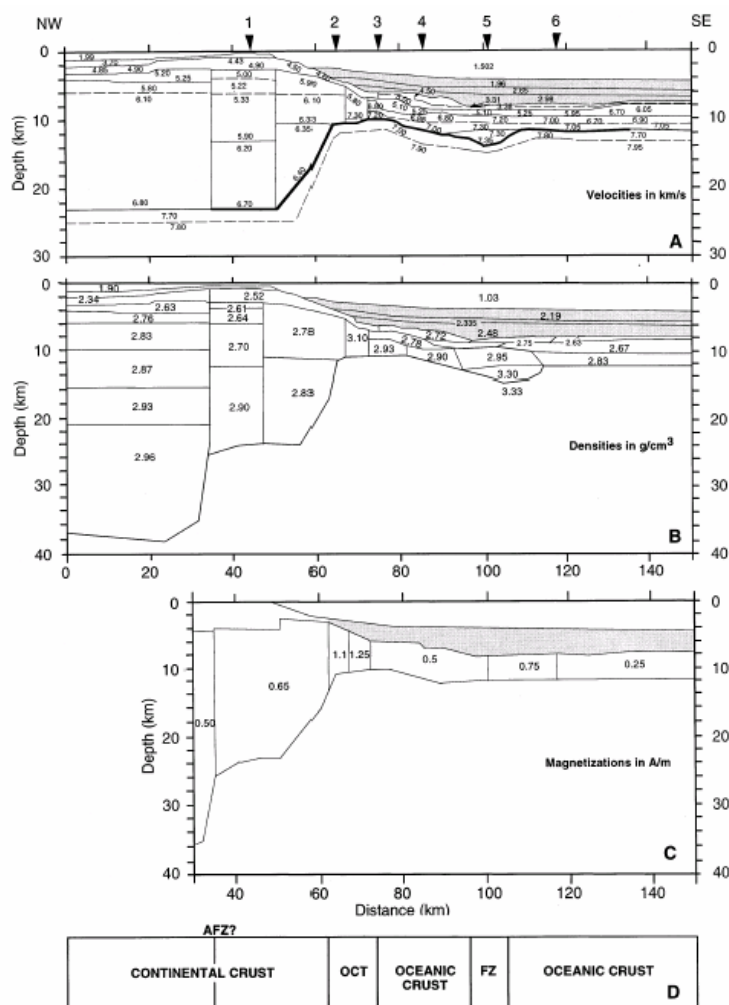


Figura 3.4. Modelli crostali basati su dati di velocità, gravità e di anomalia magnetica, eseguiti su un profilo sismico che taglia trasversalmente la zona di frattura. (A) Modello di velocità basato sui tempi di viaggio e sismogrammi sintetici ricavati dalle stazioni OBS di sismica a rifrazione ad alto angolo situate lungo lo stesso profilo. (B) Modello bi-dimensionale di gravità basato sullo studio delle velocità di figura 3.4.A. (C) Modello bi-dimensionale di anomalia magnetica eseguito lungo il profilo. Il tetto del modello è stato ricavato dalla base dello strato sedimentario (velocità maggiore di 5,25 Kms⁻¹ per la crosta continentale); il basamento oceanico e continentale si incontrano alla base della scarpata continentale. La base del modello corrisponde alla MOHO del modello di densità. (IGRF 1990, I: -18,2°, D: -6,9°, per il campo magnetico attuale; I: -18,2°, D: 0,0° per il paleo-campo). Per i due blocchi continentali è stata assunta una magnetizzazione indotta, per il resto del modello una magnetizzazione rimanente. (D) Interpretazione geologica generale di modelli geofisici presentati. AFZ: Akwapin fault zone; OCT: ocean-continent transition; FZ: fracture zone (da Edwards et al., 1997).

La seconda fase inizia quando nuova crosta oceanica emerge lungo il centro di espansione, stabilendo un margine trasforme attivo. Il brusco contatto tra litosfera oceanica calda e litosfera continentale fredda, porta al riscaldamento ed al sollevamento di quest'ultima, specialmente in prossimità del contatto continente-oceano. Questo sollevamento, porta all'erosione sub-aerea in prossimità del limite. Lo studio dei profili sismici ha evidenziato inoltre, che la sequenza di *syn-rift* è coinvolta da piegamenti. Queste pieghe si sviluppano sul lato continentale del margine trasforme ed hanno un asse con un andamento prevalentemente NE-SO, sub-orizzontali, le loro creste si possono seguire per più di 150 Km (figura 3.5). Esse presentano, inoltre, una lunghezza d'onda ed un'ampiezza abbastanza elevate (rispettivamente 5-10 Km e <2 sec).

Molto spesso, lungo i fianchi di queste pieghe si sviluppano delle strutture a fiore negative, anch'esse con un andamento prevalentemente NE-SO, sebbene molto spesso intersechino l'asse delle pieghe con un piccolo angolo. Queste strutture sono compatibili con un regime traspressivo (figura 3.5; Attoh et al., 2004). Questa fase traspressiva sembra si sia verificata durante un cambiamento di direzione del margine trasforme (da una direzione NE-SO ad una ENE-OSO) causato, molto probabilmente da un cambiamento nei poli di rotazione delle placche africana e sud-americana. Questa fase traspressiva è immediatamente precedente alla fase di sollevamento termico, infatti la sequenza di post-rift poggia in disconformità angolare sulla sequenza piegata di syn-rift. Poiché i depositi di syn-rift, piegati ed erosi, sono datati Albiano-Aptiano, mentre i depositi di post-rift non sono più vecchi del Campaniano, questa fase di traspressione e sollevamento termico si è sviluppata durante il Santoniano-Campaniano.

La sequenza di post-rift testimonia la fase di margine passivo, la quale inizia quando la dorsale medio atlantica oltrepassa la litosfera africana e l'azione locale del margine trasforme cessa. Questa fase è caratterizzata da una lenta subsidenza termica sia della litosfera oceanica che della litosfera continentale. La sequenza di post-rift è rappresentata da depositi indeformati trasgressivi, con sedimenti deltizi e marini, con alternanza di scisti ed argille, campaniani, sovrastati da argille fossilifere maastrichtiane.

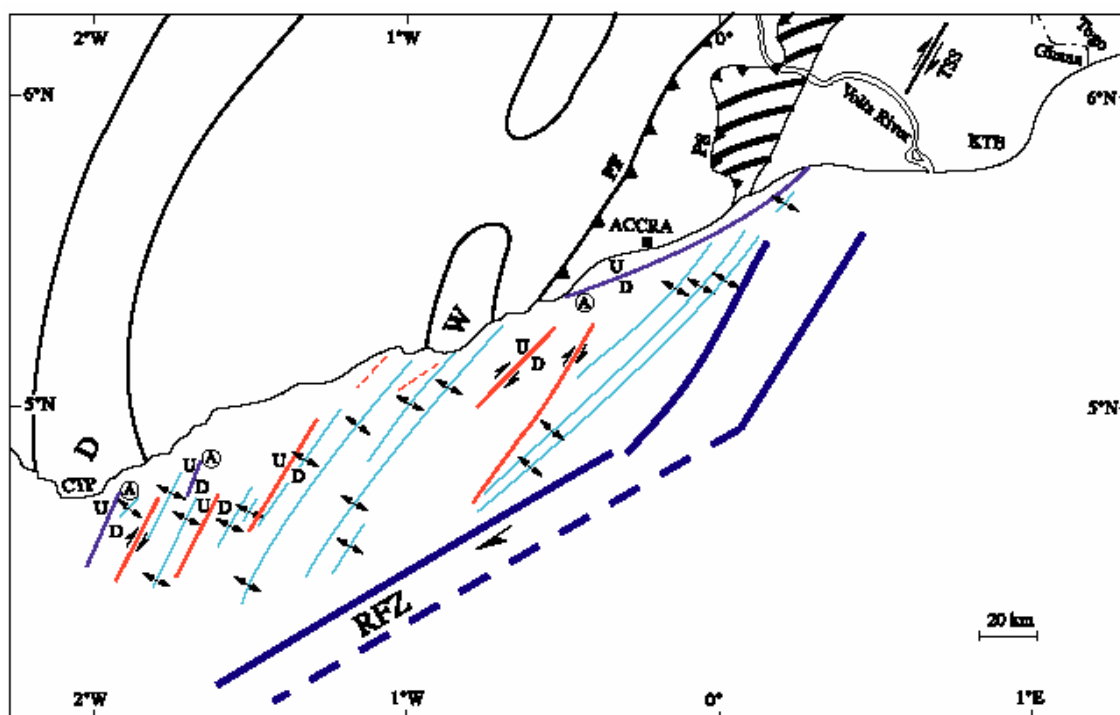


Figura 3.5. Mappa tettonica del margine del Ghana che mostra le principali strutture trasgressive in relazione allo spostamento lungo la Romanche Fracture Zone (RFZ) e la geologia a terra, la traccia assiale delle pieghe (in blu), le faglie di syn-rift (in rosso) le faglie attive (in viola con A) (da Attoh et al., 2004).

3.3. Il margine continentale trasforme del Plateau di Exmouth

Il margine trasforme del Plateau di Exmouth è situato in prossimità delle coste nord-occidentali del continente australe (figura 3.1). Esso presenta un andamento prevalentemente NO-SE e, nel suo settore più meridionale, contrappone crosta oceanica alla crosta continentale che costituisce il Plateau stesso (figura 3.6). Il Plateau di Exmouth è stato deformato durante la fase di *rifting* giurassico che ha preceduto l'espansione del fondo oceanico avvenuta nell'adiacente Oceano Indiano durante il Cretaceo inferiore. I risultati di un Ocean Drilling Program (ODP, Haq et al., 1990), mostra che la parte meridionale del plateau, è composto parzialmente da una sequenza di syn-rift, silicoclastica, di mare basso, dello spessore di circa 1 Km, di età Tithoniano-Valanginiano. Questa sequenza è in disconformità angolare sopra il basamento pre-rift triassico. Uno hiatus che si estende dal Barremiano all'Hauteriviano, separa la sequenza di syn-rift dai depositi emipelagici ed eupelagici di post-rift. Per questo margine trasforme sono stati eseguiti alcuni modelli crostali (figura 3.7, Lorenzo et al., 1991), basati su studi di sismica a riflessione ed a rifrazione, dai quali si evincono due particolarità della struttura di questo margine. (i) La crosta oceanica in prossimità del margine mostra due riflessioni distinte che si biforcano da un punto comune ad una profondità di circa 15 Km, dove si uniscono in un singolo importante riflettore posto alla normale profondità del limite crosta-mantello (figura 3.7). (ii) Al disotto del settore più esterno di crosta continentale è presente uno sismo-strato, dello spessore di circa 10 Km, caratterizzato da una velocità di 7,2-7,4 Km/s (figura 3.7). Questo sismo-strato si ricollega al cuneo compreso tra i due riflettori descritti in precedenza, ed al cui interno sono state registrate velocità molto simili. Secondo lo studio eseguito da diversi autori su questo ed altri margini trasformati che presentano le stesse particolarità (LASE Study Group, 1986; White et al., 1987; Austin et al., 1990, Lorenzo et al., 1991), questo *underplating* della crosta continentale, che si presenta estremamente assottigliata in prossimità del margine trasforme, sarebbe composta da rocce mafiche. Queste intrusioni mafiche sarebbero causate dall'iniziale azione del margine trasforme, che, portando ad un forte assottigliamento della litosfera continentale, permette la risalita del mantello e la sua fusione per decompressione (Beaumont et al., 1982; Foucher et al., 1982; White & McKenzie, 1989; Lorenzo et al., 1991). La messa in posto di questa placcatura sarebbe avvenuta durante le prime fasi di rifting con l'attivazione del margine trasforme, prima della vera e propria espansione oceanica, con la principale conseguenza di un costante e continuo sollevamento isostatico della sovrastante crosta continentale, testimoniata dalla forte inclinazione e dall'estesa erosione sub-aerea riscontrabile nella sequenza di syn-rift (Lorenzo et al., 1991).

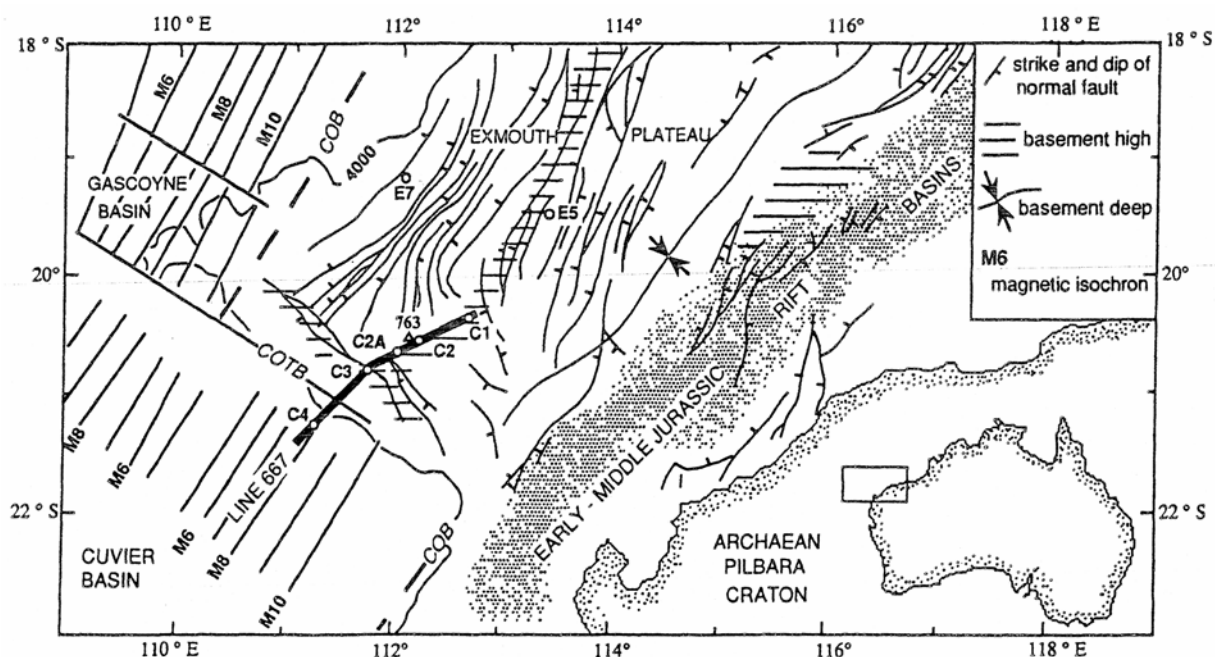


figura 3.6. Mappa del Plateau di Exmouth, delineata utilizzando curve di livello ogni 4 Km. Andamento del profilo 667 (linea nera più spessa) attraverso la zona di deformazione trascorrente fossile (area indicata dagli alti del basamento) sotto la quale la crosta inferiore presenta uno spessore di circa 10 Km con velocità $7,3 \text{ Kms}^{-1}$. I piccoli cerchi sono i punti di sono i *midpoint* dei profili a rifrazione (da C1 a C4). Il limite oceano-continente (COB), il margine trasforme continente-oceano (COTB) e le isocrone magnetiche sono ricavate da Exxon & Willcox (1980), la localizzazione dei *midpoint* E5 ed E7 da Mutter et al. (1989) (da Lorenzo et al., 1991).

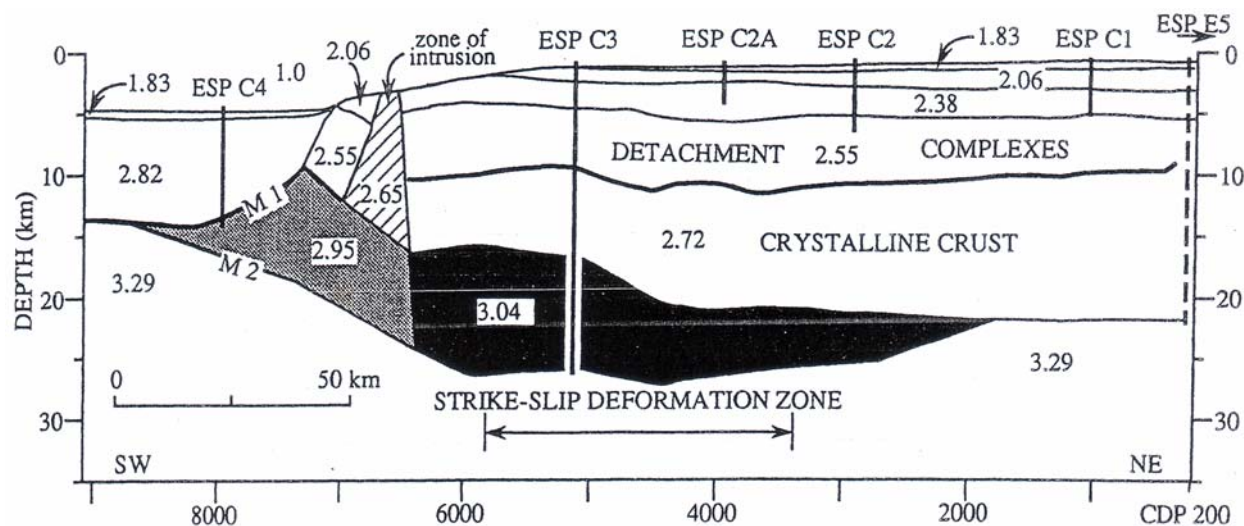


Figura 3.7. distribuzione delle densità crostali stimate per il profilo 667 (gcm^{-3}), derivata da un modello bi-dimensionale di anomalia di gravità di aria libera. Le geometrie crostali meno profonde sono state determinate attraverso i riflettori sismici più visibili (linee nere spesse) nel profilo 667. le strutture profonde sono state determinate attraverso l'utilizzo dei dati di sismica a rifrazione (da Lorenzo et al., 1991).

Capitolo 4 - Dati e Metodologie

4.1. Tipologia e Provenienza dei Dati

Per l'elaborazione di questo lavoro di tesi sono stati impiegati distinte tipologie di dati. In particolare: dati di sismica a riflessione multi-canale ad alta penetrazione, di sondaggi profondi, di anomalia gravimetrica di aria libera, di anomalia magnetica e di batimetria.

Tutti questi dati verranno qui di seguito descritti.

4.1.1. Sismica a Riflessione Multi-canale

I profili di sismica a riflessione multicanale ad alta penetrazione utilizzati sono stati messi gentilmente a disposizione, su supporto cartaceo, dall' *Istituto di Geofisica "Daniel Valencio"* dell'Università di Buenos Aires (Argentina). Coprono una lunghezza complessiva di 2.107,7 Km, ripartiti in questo modo: n° 2 profili, con lunghezza complessiva di 490,7 Km, nel settore centro-settentrionale del Plateau delle Malvinas e n° 4 profili, con lunghezza complessiva di 1.617 Km nel settore settentrionale della piattaforma continentale delle Isole Malvinas (figura 4.1).

I profili sismici studiati sono stati eseguiti durante la seconda metà degli anni '70. I quattro profili a nord delle Isole Malvinas sono stati acquisiti dalla *Western Geophysical* durante il gennaio 1978, mentre i 2 profili che coprono parzialmente il plateau, sono stati realizzati durante il quadrimestre settembre-dicembre 1977 per il progetto *Argentine-Uruguay Reconnaissance Seismic-Survey* (tabella 4.1).

Nell'analisi dei dati si è tenuto conto che i profili sismici qui utilizzati provengono da fonti distinte e presentano un trattamento diverso ed una diversa scala verticale. Inoltre i profili sismici sono stati ottenuti utilizzando fonti energizzanti distinte ed hanno subito diverse sequenze di trattamento dati (tabelle 4.3, 4.4, 4.5, 4.6). Comunque è stato possibile correlare le più importanti discontinuità ed unità sismiche su tutti i profili.

A completamento dello studio sismo-stratigrafico dell'area oggetto di studio, sono stati esaminati anche diversi profili sismici sia a riflessione che a rifrazione, di provenienza bibliografica, situati nella stessa area o molto prossimi ad essa (figura 4.1). I profili sismici utilizzati provengono dalle principali pubblicazioni che interessano il Plateau delle Malvinas ed il Bacino Settentrionale delle Malvinas, elencati nella tabella 4.2.

compagnia / progetto	anno	sorgente energizzante	linea sismica	lunghezza (Km)	risoluzione (msec)	penetrazione (tw sec)
Argentina-Uruguay Reconnaissance Seismic Survey	1977	tuned airgun array	15A	254,200	4	8,5
Argentina-Uruguay Reconnaissance Seismic Survey	1977	tuned airgun array	16	236,500	4	8,5
Western Geophysical	1978	aquapulse	wg-010	456	4	6
Western Geophysical	1978	aquapulse	wg-012	361	4	6
Western Geophysical	1978	aquapulse	wg-021	357	4	6
Western Geophysical	1978	aquapulse	wg-022	443	4	6

Tabella 4.1. Caratteristiche principali dei profili sismici multi-canale a alta penetrazione. Per l'ubicazione vedere figura 4.1.

autori	anno	profili
Ewing et al.	1971	v1408-v1511
Urien & Zambrano	1973	c1103-v1511-v1807-v2204
Barker et al.	1977	c1606-dsdp36gc
Ciesielski & Sherwood	1977	c1606-dsdp36gc
Urien et al.	1981	c1103-v1511-v1807-v2204
Ludwig	1983	c2106
Lorenzo & Mutter	1988	139-141-142-143-144
Lawrence & Johnson	1995	falk008-falk018-falk020
Platt & Philip	1995	gfi93-314
Richards et al.	1996	falk023-falk027
Rosset al.	1996	101 e 107
Lorenzo & Wessel	1997	c2106
Thomson	1998	a100-a102-a130-a146-a154-a162-a166
Barker	1999	C2106
Hinz et al.	1999	bgr87-05
Richards & Hillier	2000	a100-a102-a120-a130
Richardson & Underhill	2002	a120-a136
Del Ben & Mallardi	2004	i95167

Tabella 4.2. Profili sismici provenienti da bibliografia utilizzati per l'interpretazione sismica. Per l'ubicazione dei profili vedere figura 4.1.

SOURCE	energy source	tuned airgun array
	airgun capacity	1450 cu in
	source depth	20 ft
	sp interval	50 m.
	shot offset	223 m. average
INSTRUMENTS	recording system	DFS IV
	gain control	I.F.P.
	record length	variable
	sample rate	4msec
	filter	low 8 Hz – 18 db/oct high 90 Hz – 72 db/oct
CABLE	streamer length	2400 m
	group	48
	group center interval	50 m.
	lead in	857 ft
	cable depth	40-50 ft

Tabella 4.3. Caratteristiche tecniche di acquisizione dei profili 15A e 16

STATIC CORRECTION	shot and streamer static	13 msec
	airgun delay	51 msec
TRUE AMPLITUDE RECOVERY	gain removal	
	alpha	4.0 db/sec
	T1	wb
	T2	wb • 4.0 sec
TIME VARIANT DECONVOLUTION	number of filter	2
	filter length	228 msec
	decon design gate varies with offset	
TIME VARIANT SCALING	unity scalars	
	gate length	500 msec
VELOCITY ANALYSIS	mini-700 package velocity analysis	
	scattergrams at 3 Km intervals	
NORMAL MOVOUT CORRECTION	velocity annotation on section heading	
FIRST BREAK SUPPRESSION	See taper on record	
COMMON DEPTH POINT STACK	24 fold	
TIME VARIANT FILTERING	time (msec)	filter (Hz)
	wb • 500	15 - 50
	wb • 1000	12 - 45
	wb • 2000	10 - 40
	wb • 4000	8 - 30
	wb • 6000	8 - 25
TIME VARIANT SCALING	unity scalars	
	gate length	100 – 200 msec
	start time	wb

Tabella 4.4. Parametri e sequenza di trattamento dei dati relativi ai profili 15A e 16

SOURCE	aquapulse	8 guns
	gun depth	25 ft
	sp interval	657 ft
	pop interval	109 ft
	shooting rate	48 pops/mile
INSTRUMENTS	system	lrs 888
	filter	low 6 Hz
		high 125 Hz
	record length	6 sec
	sample rate	4msec
CABLE	format	seg c
	Streamer lenght	3200 m
	group	48
	seismometers	26 group tapered
	group interval	219 ft
	lead in	857 ft
	cable depth	55 ft average

Tabella 4.5. Caratteristiche tecniche di acquisizione dei profili WG-010, WG-012, WG-021 e WG-022

PRE-PROCESSOR	data arranged into common depth families	
D.B.S.	geometric spreading compensation	
	conversion to fixed point format	
	D.B.S. type	least squares minimum phase
	inverse filter	
	one window data length	
	auto corr. length	140 msec
	min prediction lag	12 msec
	operator length	128 msec
VELOCITY ANALYSIS	sample rate	4 msec
	velans at selected positions	
NORMAL MOVOUT STACK	data dependant	
	2 • 2400%	
	N.M.O. correction	4 msec
RESIDUAL	output sample rate	4 msec
	Q.C. of stacking velocities	
RMS GAIN	re-stacked when necessary	
	1 st window 150 ms-max 1024 ms	
TIME VARIANT FILTER	time zone (sec)	filter (Hz)
	0.05 – 0.5	15 - 50
	0.5 – 1.2	12 - 45
	1.2 – 2.2	10 - 40
	2.2 – 3.9	8 - 35
	3.9 – 6.0	8 - 30
	sample rate	4 msec
PLAYBACK	scale	
	horizontal	1744 ft = 16 traces/inch
	vertical	5.0 in/sec
	sample rate	4 msec
	geospace gain	5 dB
	variable area	wiggle trace peak black

Tabella 4.6. Parametri e sequenza di trattamento dei dati relativi ai profili WG-010, WG-012, WG-021 e WG-022.

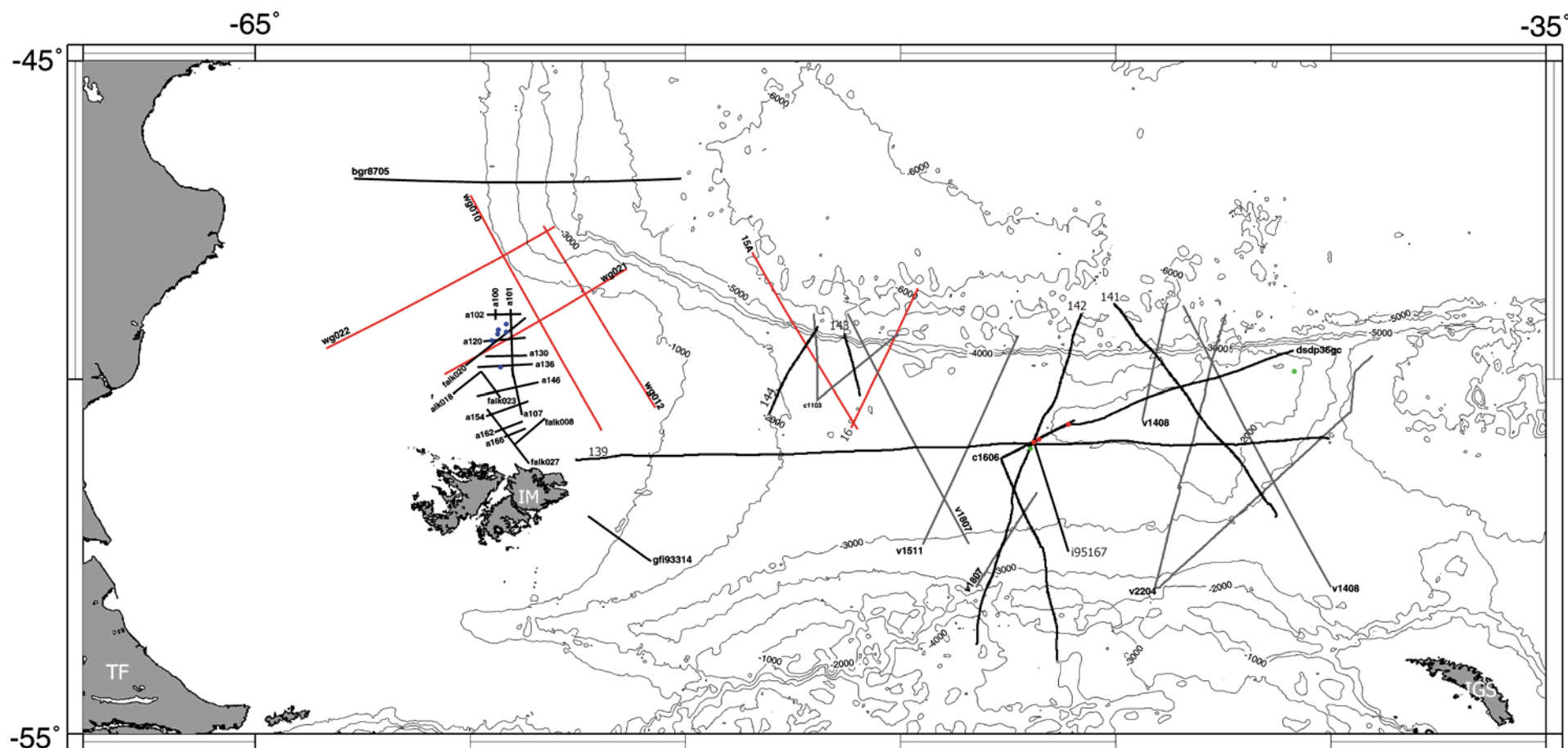


Figura 4.1. Mappa batimetria con il posizionamento dei profili sismici analizzati. In rosso: profili sismici originali inediti (tabella 4.1); in nero: profili di sismica a riflessione pubblicati; in grigio: profili di sismica a rifrazione pubblicati. Per il riferimento bibliografico di ogni profilo pubblicato, consultare la tabella 4.2. TF: Terra del Fuoco; IM: Isole Malvinas; IGS: Isole della Georgia del Sud.

4.1.2. Sondaggi

L'analisi sismo-stratigrafica dei profili sismici è stata integrata dai dati provenienti da dodici sondaggi, riferiti in bibliografia.

Questi sondaggi sono suddivisi in due gruppi principali: un gruppo è presente nel settore sud-orientale dell'area di studio, mentre l'altro si trova nel settore nord-occidentale (figura 4.2).

Il primo gruppo è formato dai tre sondaggi Site 327, Site 329 e Site 330, eseguiti durante il DSDP Leg 36, nel 1974, e dai due sondaggi Site 511 e Site 512, eseguiti durante il DSDP Leg 71, nel 1980. I Site 327, 329, 330 e 511, sono posizionati sul fianco occidentale del Banco di Maurice Ewing, mentre il Site 512 è presente sul fianco nord-orientale (figura 4.2). Di questi sondaggi solo il Site 330 raggiunge il basamento acustico.

Il secondo gruppo di sei sondaggi è stato realizzato, nel 1998, su commissione di diverse compagnie petrolifere (Shell, Amerada, Lasmo, IPC) all'interno del Bacino Settentrionale delle Malvinas (figura 2.1 e 4.2). Tre sono stati eseguiti nel Depocentre Orientale (14/5-1A, 14/10-1 e 14/24-1) (figura 2.15 e 2.16), due sull' *Intra-Graben High* (14/9-1 e 14/9-2) (figura 2.15 e 2.16), ed uno sul *Minke High* nel Depocentre Occidentale (14/13-1) (figura 2.15 e 2.16). Di questi sei pozzi, solo il 14/9-1 raggiunge il basamento acustico.

sondaggio	compagnia/progetto	età terreno a fondo foro	profondità del boccaforo (m)	profondità del sondaggio (m)
327	DSDP Leg 36	Aptiano	-2.400	469,5
329	DSDP Leg 36	Paleocene superiore	-1.519	464,5
330	DSDP Leg 36	Pre-cambrico	-2.626	575,5
511	DSDP Leg 71	Calloviano	-2.589	632
512	DSDP Leg 71	Eocene medio	-1.846	90
14/5-1A	Shell	Giurassico medio	~-500	4.525
14/9-1	Amerada	Devoniano	~-400	2.615
14/9-2	Amerada	Giurassico medio	~-400	2.370
14/10-1	Shell	Tithoniano	~-400	3.005
14/13-1	Lasmo	Valanginiano	~-400	1.550
14/24-1	IPC	Tithoniano	~-300	2.939

Tabella 4.7. Caratteristiche dei dodici sondaggi utilizzati. Le colonne lito-stratigrafica sono visibili in figura 2.18 e 2.20. Per il posizionamento dei sondaggi vedere figura 4.2.

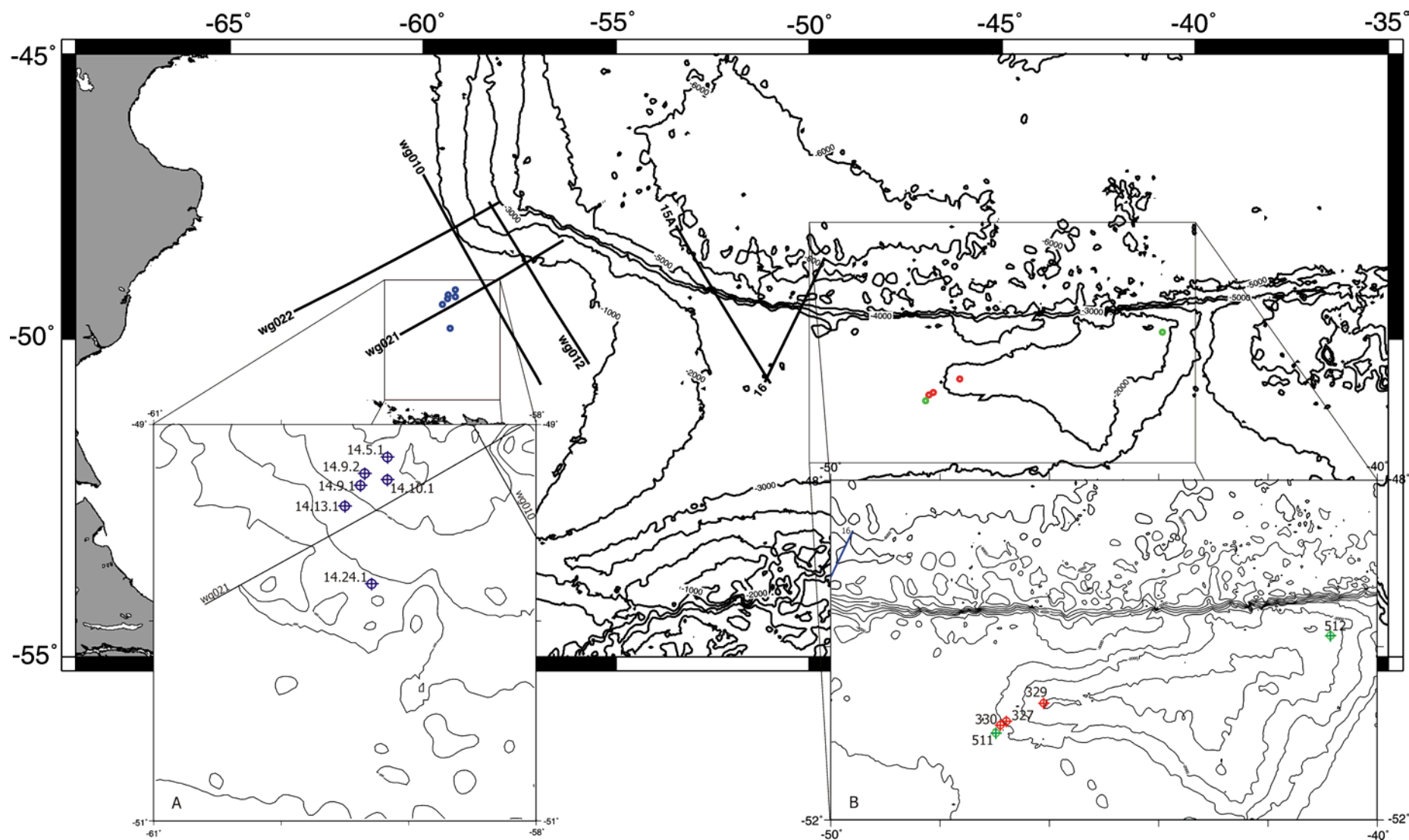


Figura 4.2. Mappa batimetrica con il posizionamento dei dodici sondaggi utilizzati (curve di livello ogni 1000 m). (A) mappa batimetrica di dettaglio (curve di livello ogni 100 m), in blu i sondaggi delle compagnie petrolifere. (B) mappa batimetrica di dettaglio (curve di livello ogni 500 m), in rosso: DSDP Leg 36; in verde: DSDP Leg 71;. Per le caratteristiche dei sondaggi vedere la tabella 4.7.

4.1.3. Dati di Batimetria, di Anomalia Gravimetrica di Aria Libera e di Anomalia Magnetica

I dati di batimetria, da cui sono state ricavate tutte le mappe inedite di questo lavoro, così come i dati di anomalia di aria libera e magnetica, provengono tutti dalla Banca Dati *online* del *National Geophysical Data Center* (NGDC) del *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA).

I dati di anomalia di aria libera e magnetica sono in formato di interscambio ".mgd77". In seguito sono stati convertiti in formato "ASCII", per essere trattati, attraverso programmi di calcolo come *Excel*, *Surfer* ed *Origin*. Inoltre, per ottenere i grafici e le mappe presentate in questo lavoro, sono stati utilizzati anche programmi come GMT (*Generic Mapping Tools*), *Surfer* e *Grapher*.

I dati di batimetria, in formato ".img", sono stati convertiti in formato ".grd" e utilizzati per la creazione delle mappe batimetriche attraverso l'impiego del programma GMT.

La configurazione digitale denominata ".mgd77" è una configurazione di interscambio per dati geofisici marini (batimetria, magnetismo e gravità). Questo formato viene utilizzato per la trasmissione di dati da e per il *National Geophysical Data Center* e per lo scambio di dati tra il NGDC e le varie Istituzioni di Geofisica Marina (Centri di Ricerca ed Università sparse per il mondo, vedi tabella 4.4). I dati sono immagazzinati in *files*, un *file* per ogni singola campagna geofisica marina. Generalmente ognuna di queste campagne è una singola prospezione geofisica "*port-to-port*" eseguita da una nave oceanografica. A volte, però, diverse prospezioni "*port-to-port*" eseguite da una stessa nave, vengono raggruppate in un singola campagna geofisica marina, quindi in un singolo *file*; questo dipende dalla maniera di immagazzinare i dati delle diverse Istituzioni di Geofisica Marina.

Ogni *file* contiene una "testa" (*header*), ed un archivio dei dati registrati. Lo scopo della "testa" è di documentare il contenuto e la struttura dei dati geofisici contenuti all'interno della registrazione e le caratteristiche tecniche delle apparecchiature utilizzate per loro acquisizione. I dati di batimetria, magnetismo e gravità e gli *shot-point* delle eventuali prospezioni sismiche, sono affiancati dai corrispondenti dati di tempo e punto di acquisizione (latitudine e longitudine, vedi figura 4.3.a e 4.3.b).

I dati possono essere scambiati *online* o su vari supporti di memoria di massa come dischi rimovibili di 8mm o 9 *track tapes*. Il *National Geophysical Data Center* usa dischi CD-ROM come metodo principale per la distribuzione di questi dati.

I dati di anomalia magnetica presenti in questi archivi hanno un campo magnetico di riferimento che varia a seconda della Istituzione che acquisisce i dati (i più usati sono: AWC 70; AWC 75; IGRF-65; IGRF-75; GSFC-1266; GSFC (POGO) 0674; UK 75; POGO 0368; POGO 1068; POGO 0869; IGRF-80; IGRF-85; IGRF-90).

Per la costruzione di mappe di anomalia gravimetrica di aria libera sono stati impiegati dati di gravimetria satellitare, in formato .grd, provenienti sempre dal *National Geophysical Data Center* del *National Oceanic & Atmospheric Administration*.

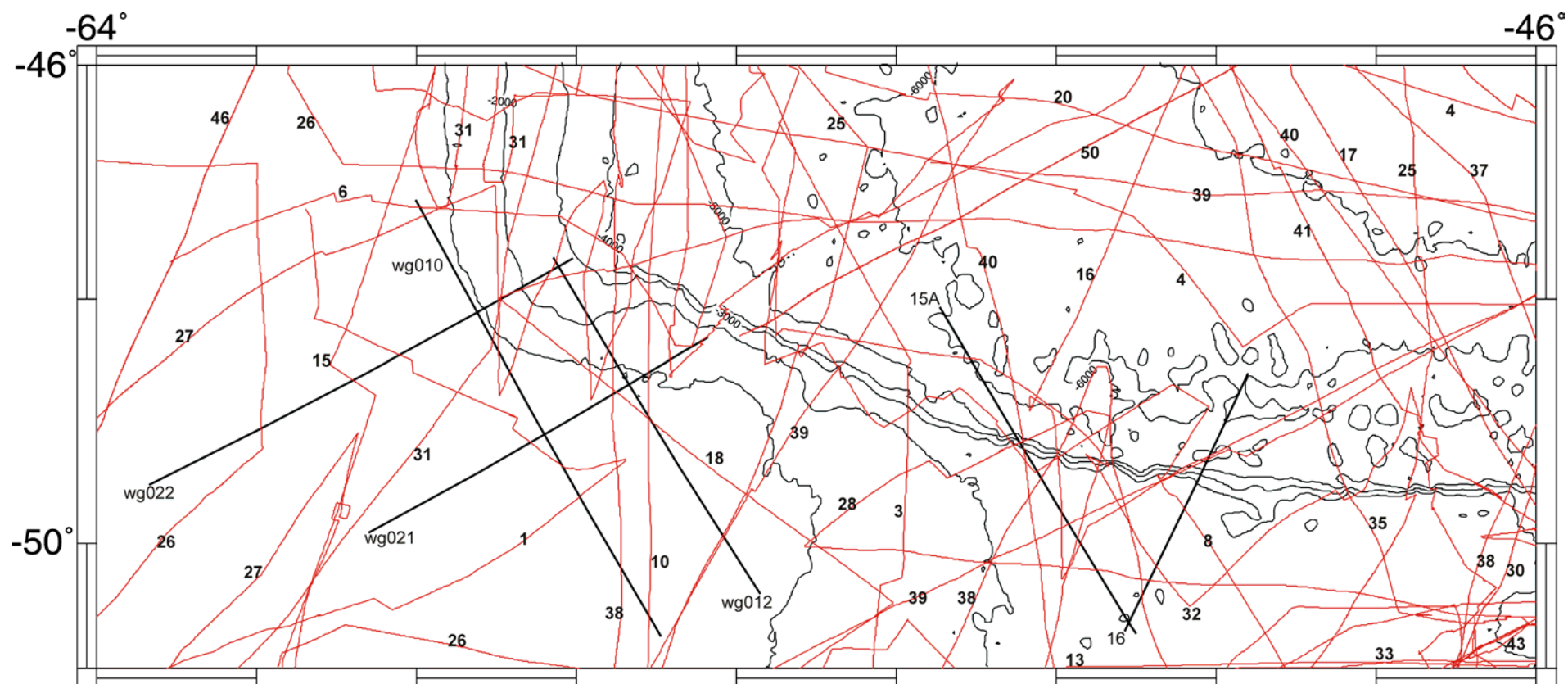


Figura 4.2. Mappa batimetrica (curve di livello ogni 1000 m) con il posizionamento dei profili di anomalia magnetica utilizzati. Per l'identificazione dei profili consulta la tabella 4.8.

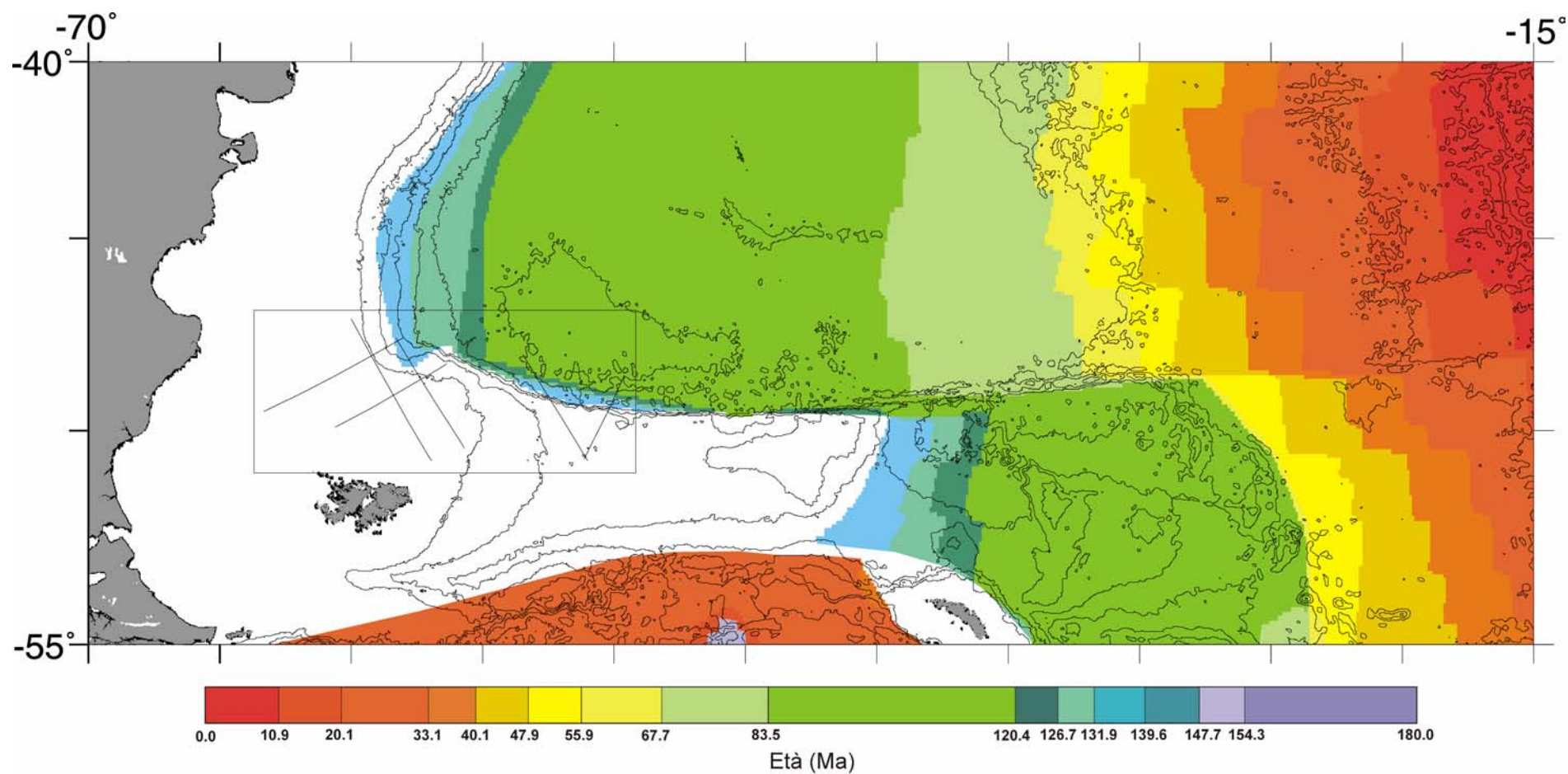


Figura 4.3. Mappa batimetrica (curve di livello ogni 1000 m.) e dell'età della crosta oceanica. In bianco la crosta continentale. Nel riquadro l'area oggetto di studio con i profili di sismica a riflessione esaminati (modificato da Müller et al., 1996).

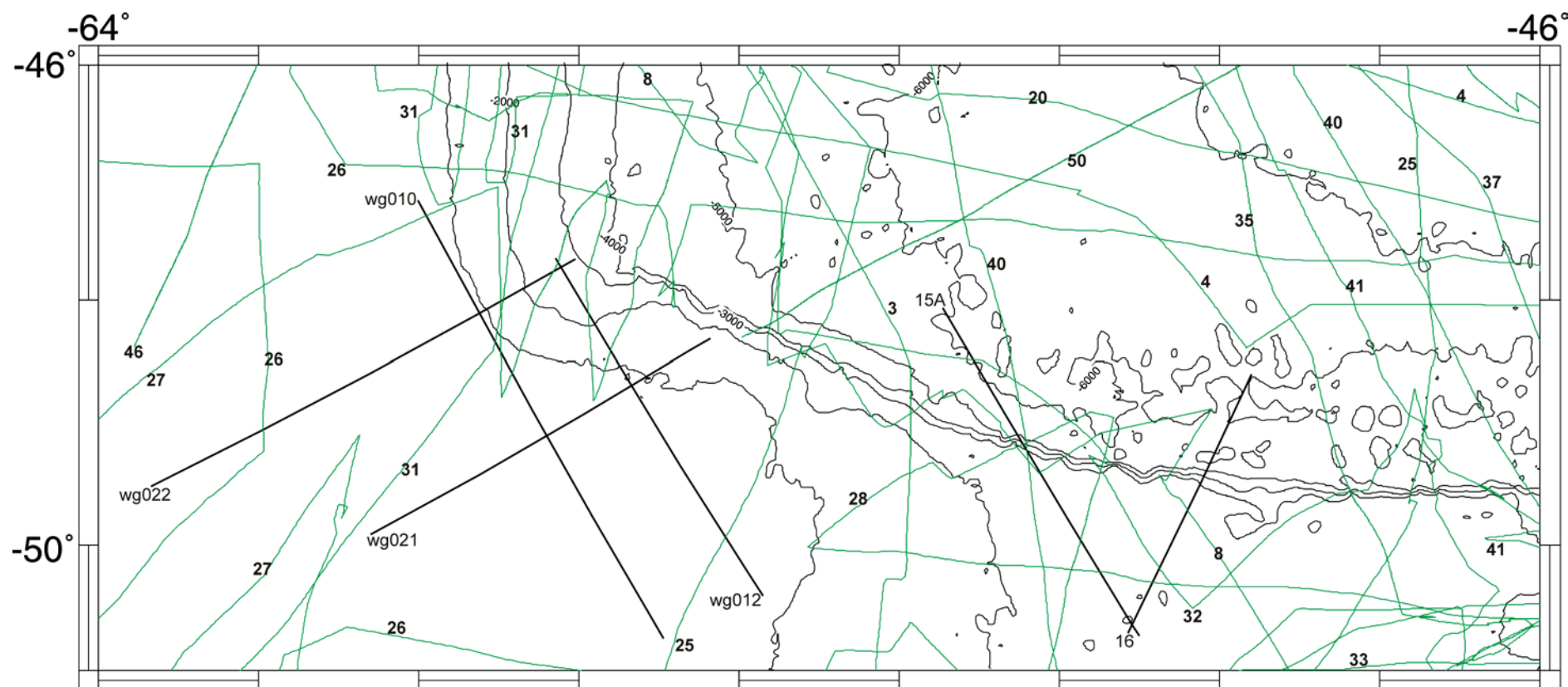


Figura 4.4. Mappa batimetria (curve di livello ogni 1000 m) con il posizionamento dei profili di anomalia gravimetrica di aria libera utilizzati. Per l'identificazione dei profili consulta la tabella 4.8.

numero identificativo	numero identificativo campagna	anomalia magnetica (km)	anomalia gravimetrica (km)	anno	isituzione sorgente
1	V1610	1.150	0	1960	L-D.E.O.
2	V1708	0	181	1961	L-D.E.O.
3	V1710	1.860	1.570	1961	L-D.E.O.
4	V1711	4.090	2.540	1961	L-D.E.O.
5	ELT06	2.280	0	1962	L-D.E.O.
6	V1805	1.590	2.020	1962	L-D.E.O.
7	V1806	291	291	1962	L-D.E.O.
8	V1807	4.380	4.520	1962	L-D.E.O.
9	V1808	1.270	0	1962	L-D.E.O.
10	ELT07	1.820	0	1963	L-D.E.O.
11	ELT08	1.760	0	1963	L-D.E.O.
12	ELT09	1.440	0	1963	L-D.E.O.
13	ELT22	1.730	0	1966	L-D.E.O.
14	V2204	2.030	1.290	1966	L-D.E.O.
15	UM66-B	1.240	0	1966	T.U.
16	C1103	2.670	0	1967	L-D.E.O.
17	UM66-C	1.820	0	1967	T.U.
18	C1212	2.440	1.710	1968	L-D.E.O.
19	C1213	978	978	1968	L-D.E.O.
20	C1214	1.420	1.420	1969	L-D.E.O.
21	PIQR03WT	163	0	1969	S.I.O.
22	C1503	637	637	1971	L-D.E.O.
23	CATO05MV	978	0	1972	S.I.O.
24	C1504	2.720	2.720	1972	L-D.E.O.
25	C1505	2.720	2.720	1972	L-D.E.O.
26	C1506	5.580	5.580	1972	L-D.E.O.
27	C1605	5.360	5.360	1972	L-D.E.O.
28	C1606	6.220	6.220	1973	L-D.E.O.
29	C1609	3.710	3.640	1973	L-D.E.O.
30	DSDP36GC	3.550	0	1974	S.I.O.
31	V3102	1.950	3.620	1974	L-D.E.O.
32	V3103	6.020	6.290	1974	L-D.E.O.
33	C1801	4.550	6.170	1975	L-D.E.O.
34	C1802	39	33	1975	L-D.E.O.
35	I0775	3.130	2.490	1975	L-D.E.O.
36	I1176	1.240	852	1976	L-D.E.O.
37	I1277	1.790	1.700	1977	L-D.E.O.
38	C2106	5.120	300	1978	L-D.E.O.
39	INMD13MV	3.840	0	1978	S.I.O.
40	I1578	3.030	3.010	1978	L-D.E.O.
41	I1678	1.170	2.167	1978	L-D.E.O.
42	A2107L06	257	0	1980	W.H.O.I
43	DSDP71GC	1.910	0	1980	S.I.O.
44	VLCN05MV	541	0	1981	S.I.O.
45	VLCN06MV	215	0	1981	S.I.O.
46	MRTN06WT	963	356	1984	S.I.O.
47	ODP113JR	522	0	1987	T.A.M.U.
48	C2902	31	882	1988	L-D.E.O.
49	EW9101	241	1.110	1991	L-D.E.O.
50	EW9011	937	937	1991	L-D.E.O.
51	NBP92-8	181	522	1992	U.S.N.S.F.
52	NBP93-1	685	224	1993	U.S.N.S.F.

53	NBP94-2	165	157	1994	U.S.N.S.F.
54	NBP95-7	0	494	1995	U.S.N.S.F.
55	NBP96-2	0	204	1996	U.S.N.S.F.
56	LEG177JR	848	0	1998	T.A.M.U.
57	NBP99-4	0	469	1999	U.S.N.S.F.
58	NBP99-6	0	470	1999	U.S.N.S.F.
59	NBP00-2	0	469	2000	U.S.N.S.F.
60	NBP00-3	0	96	2000	U.S.N.S.F.
61	NBP00-4	0	637	2000	U.S.N.S.F.
L-D.E.O.=Lamont-Doherty Earth Observatory					
S.I.O.=Scripps Institute of Oceanography					
T.A.M.U.=Texas A&M University					
T.U.=Tokyo University					
U.S.N.S.F.=U.S. National Science Foundation					
W.H.O.I.=Woods Hole Oceanographic Institution					

Tabella 4.8. Campagne di geofisica marina dalle quali provengono i dati di anomalia magnetica e gravimetrica utilizzati in questo lavoro.

4.2. Metodologia

La metodologia utilizzata nel seguente lavoro, tanto per l'interpretazione dei profili sismici, quanto per la integrazione dei dati provenienti dai sondaggi, si basa sui principi fondamentali dell'analisi sismo-stratigrafica e strutturale formulati da diversi autori (Mitchum et al., 1977; Sangree & Widmier, 1977; Brown & Fisher, 1977, 1980; Bubb & Hatlelid, 1977; Van Wagoner, 1985; Van Wagoner et al., 1987; Hardage, 1987; Cross & Lessenger, 1988; Bally, 1983, 1987; Vail, 1987; Posamentier & Vail, 1985, 1988; Posamentier et al., 1988; Wilgus et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990). Per la formulazione di modelli evolutivi di margini continentali sono stati utilizzati principi già proposti da altri autori come Posamentier et al., 1992; Posamentier & James, 1993; Hellend-Hansen & Gjølberg, 1994; Hellend-Hansen & Martinsen, 1994.

L'individuazione delle diverse facies sismiche presenti nei profili sismici ha permesso di differenziare le principali unità stratigrafiche e strutturali. Dove i sondaggi sono in prossimità delle linee sismiche è stato possibile, inoltre, individuare la composizione litologica dei materiali che compongono le unità sismiche identificate, riuscendo ad estrapolare, con la dovuta cautela, questa informazione a settori carenti di sondaggi.

I risultati ottenuti sono stati utilizzati per ottenere diverse mappe di iso-profondità delle principali discontinuità individuate e diverse mappe delle isopache delle unità sismo-stratigrafiche da queste delimitate. Entrambi i tipi di mappe sono state costruite con una scala temporale in secondi (tempi doppi).

4.2.1. Analisi dei Profili Sismici

L'analisi sismo-stratigrafica è una metodologia impiegata per lo studio dei bacini sedimentari (*basin analysis*). Questa tecnica è nata durante gli anni '70 con i primi lavori di Mitchum et al. (1977) e del gruppo di ricercatori della compagnia petrolifera Exxon, come strumento per l'interpretazione, la correlazione e la predizione dei sistemi di unità sedimentarie di interesse petrolifero. La teoria di questa tecnica è stata ampliata durante gli anni successivi da molti altri autori.

L'analisi e l'interpretazione di profili sismici a riflessione sfrutta il principio fisico secondo il quale la variazione di impedenza acustica ($R = v * \gamma$, dove v = velocità caratteristica di un terreno, K = modulo di incompressibilità, μ = modulo di rigidità o di taglio e γ = densità del terreno) tra due corpi crea una riflessione in corrispondenza della superficie che li separa. All'interno della crosta terrestre questo generalmente avviene in corrispondenza di superfici di strato e di discontinuità geologiche (Anderson & Hampton, 1974; Gregory, 1977; Longuemard & Dubol-Razavet, 1980). L'espressione grafica di questo segnale è il "riflettore". Il riconoscimento e l'analisi dei riflettori nei profili sismici si basa su quattro criteri principali (Leenhardt, 1972; Vail et al., 1977; Brown & Fisher, 1977, 1980): a) l'ampiezza massima dell'onda riflessa, la cui quantificazione, si ottiene attraverso l'intensità di colore scuro del segnale visibile nel profilo sismico; b) la continuità dei riflettori, intesa come la continuità laterale o la interruzione del riflettore individuabile visivamente; c) la frequenza dei riflettori, individuata dallo spazio verticale esistente tra due fasi positive successive; d) la configurazione, cioè l'aspetto ed i rapporti geometrici che caratterizzano un insieme di riflettori contraddistinti dai tre criteri precedenti.

Questi quattro criteri, insieme con l'analisi di intervallo di velocità, definiscono una facies sismica che a sua volta definisce una unità sismica come un "pacchetto di riflessioni caratterizzato da una facies sismica e delimitato da superfici di discontinuità, che le separano da unità sismiche con facies sismiche differenti" (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977). Da questo si deduce che il primo passo per la interpretazione di sezioni sismiche è l'identificazione di facies e unità sismiche. Come già accennato prima, la facies sismica è l'insieme dei parametri osservabili nelle riflessioni che formano un profilo sismico, corrispondenti con uno strato od un determinato insieme di strati. Questi parametri includono: la configurazione, l'ampiezza, la frequenza, la continuità e l'intervallo di velocità. Essi sono stati descritti in dettaglio precedentemente. A partire da questi è possibile determinare i processi di deposizione, l'energia del mezzo e stimare la litologia degli strati. Il volume occupato dai materiali con la stessa facies sismica costituisce una unità sismica. Il limite tra unità è dato da superfici di discontinuità; queste superfici rappresentano interruzioni sedimentarie misurabili tra i materiali sovrapposti.

Le discontinuità, che limitano le unità, racchiudono le terminazioni laterali dei riflettori. Questa relazione geometrica rappresenta la terminazione laterale dei riflettori nel suo limite di deposizione originale. Le geometrie possibili per dette terminazioni sono: troncamento erosivo con *toplap* nel tetto della unità e *onlap* laterale, *onlap* costiero e *downlap* alla base (Mitchum et al., 1977) (figura 4.5). La determinazione di queste geometrie è uno dei principali criteri impiegati per identificare, classificare, cartografare ed interpretare le unità sismiche.

Il riconoscimento della configurazione interna dei riflettori nella unità sismica è un altro dei parametri di interesse. Essa può essere: parallela, subparallela, divergente, caotica, trasparente o ondulata. A loro volta queste configurazioni possono sommarsi per formare delle configurazioni clinoformi quali: sigmoidale, obliquo-tangenziale, obliquo-parallela, complesso obliquo-sigmoidale, clinoformi *hummocky* e clinoformi *shingled* (figura 4.6).

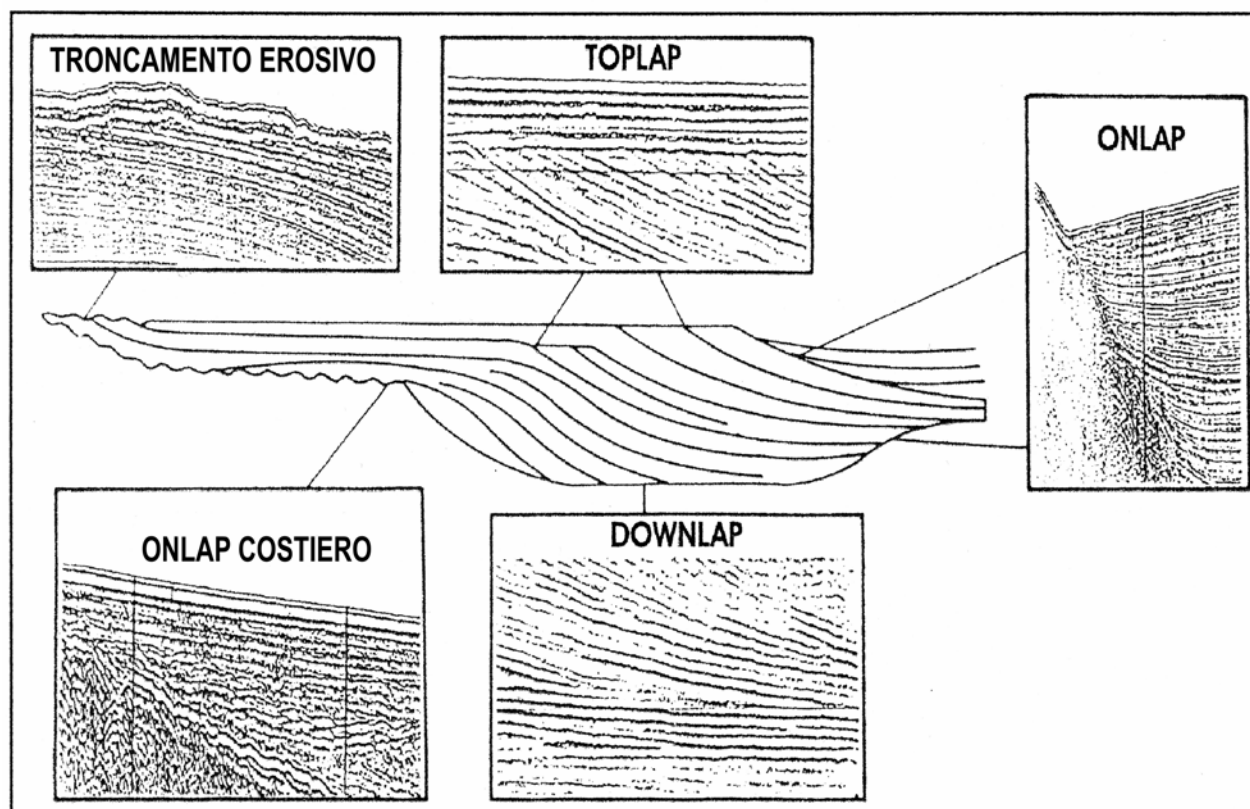


Figura 4.5. Modello teorico di unità lito-sismica, dove si mostrano le possibili terminazioni dei riflettori. Si accludono a scopo illustrativo cinque frammenti di profili sismici nei quali vengono mostrate queste geometrie (da Alonso et al., 1989)

Un altro tratto utile per caratterizzare la facies sismica della unità è la forma tridimensionale esterna della stessa. Questa può essere: tabulare, a cuneo, lenticolare, a banco, a *mound* o come riempimento (figura 4.7).

L'insieme di più unità formerà quella che viene definita sequenza sismo-stratigrafica o sequenza deposizionale (Vail et al., 1977; Brown & Fisher, 1980; Cross & Lessenger, 1988). Il concetto di sequenza deposizionale fu definito da Mitchum et al. (1977) come una successione continua di

strati geneticamente relazionati, limitati al tetto ed alla base da discontinuità o sue relative conformità.

Una volta definiti le unità sismiche e le sequenze deposizionali, anche attraverso il confronto con dati provenienti da sondaggi., si procede con l'interpretazione delle stesse sequenze e dei rispettivi ambienti di formazione e di modelli stratigrafico-evolutivi.

In questo lavoro, per definire le sequenze deposizionali verrà utilizzato il concetto di Mitchum et al. (1977), mentre per delimitare il suo equivalente nella stratigrafia sismica, cioè la sequenza sismica, verranno impiegati i concetti rivisti da Vail et al. (1977), Brown & Fisher (1980) e Cross & Lessenger (1988), secondo i quali: "una sequenza sismica corrisponde ad un insieme di riflettori continui nello spazio e nel tempo, geneticamente relazionati, limitati alla base ed al tetto da discontinuità o dalle relative conformità".

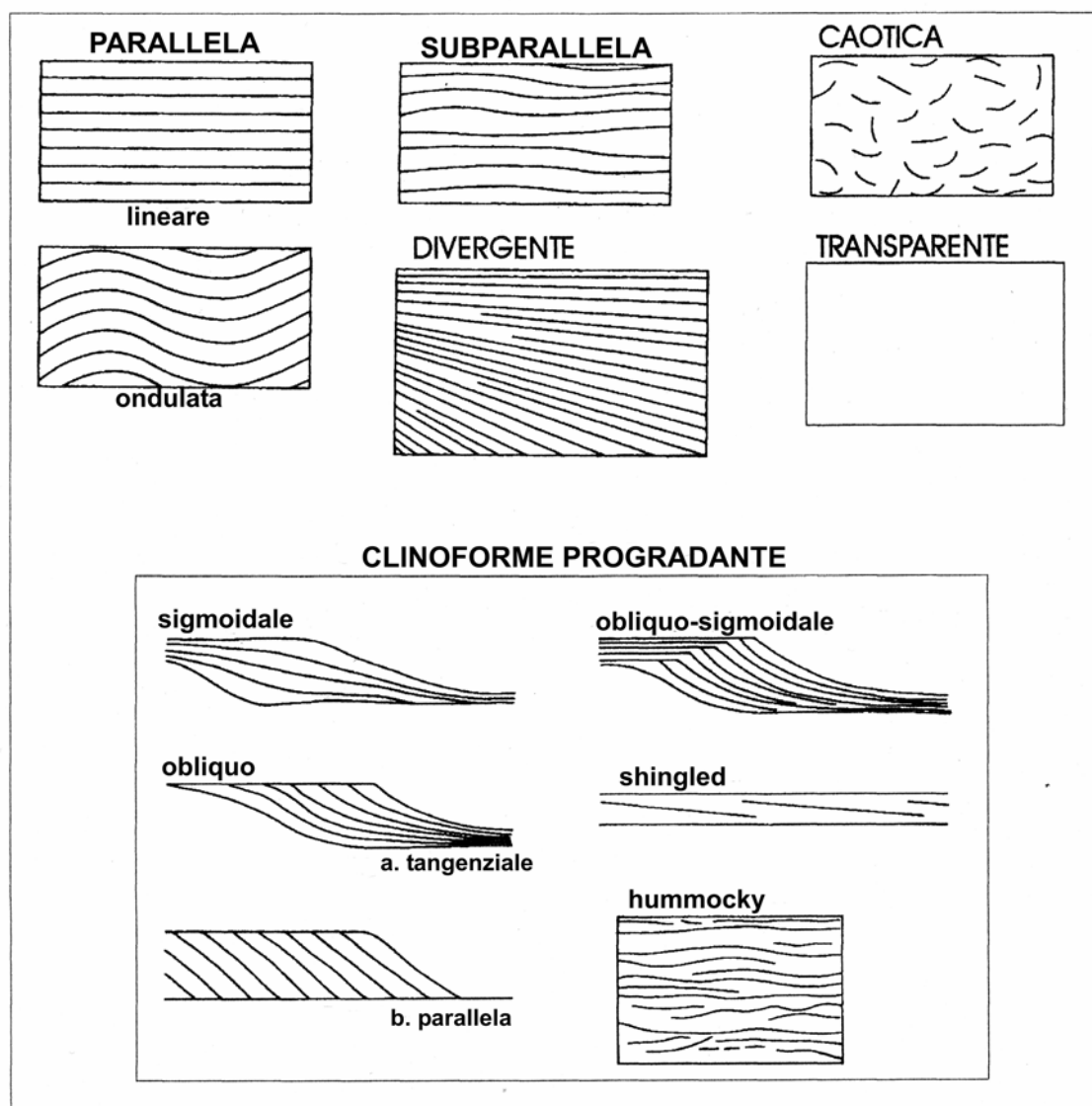


Figura 4.6. Tipi di configurazione interna che possono assumere i riflettori (da Mitchum et al., 1977)

Attualmente esistono due linee concettuali per l'approccio all'analisi sequenziale, una si basa su modelli più interpretativi, mentre l'altro si basa su modelli più descrittivi (Lopez Blanco, 1996). Per la determinazione delle sequenze deposizionali di margine passivo e trascorrente verrà utilizzata la linea descrittiva (Hellend-Hansen & Gjølberg, 1994; Hellend-Hansen & Martinsen, 1994).

Per l'interpretazione sismo-stratigrafica si è tenuto in conto la premessa di Posamentier & James (1993), secondo la quale "prima di applicare i concetti di Stratigrafia Sequenziale per l'elaborazione di un modello di sviluppo di un area, si devono considerare le condizioni locali (tettonica, apporto sedimentario, fisiografia) e che tali concetti devono applicarsi come degli strumenti che permettano di considerare e catalogare i dati geologici, e non come lo scopo ultimo a cui giungere".

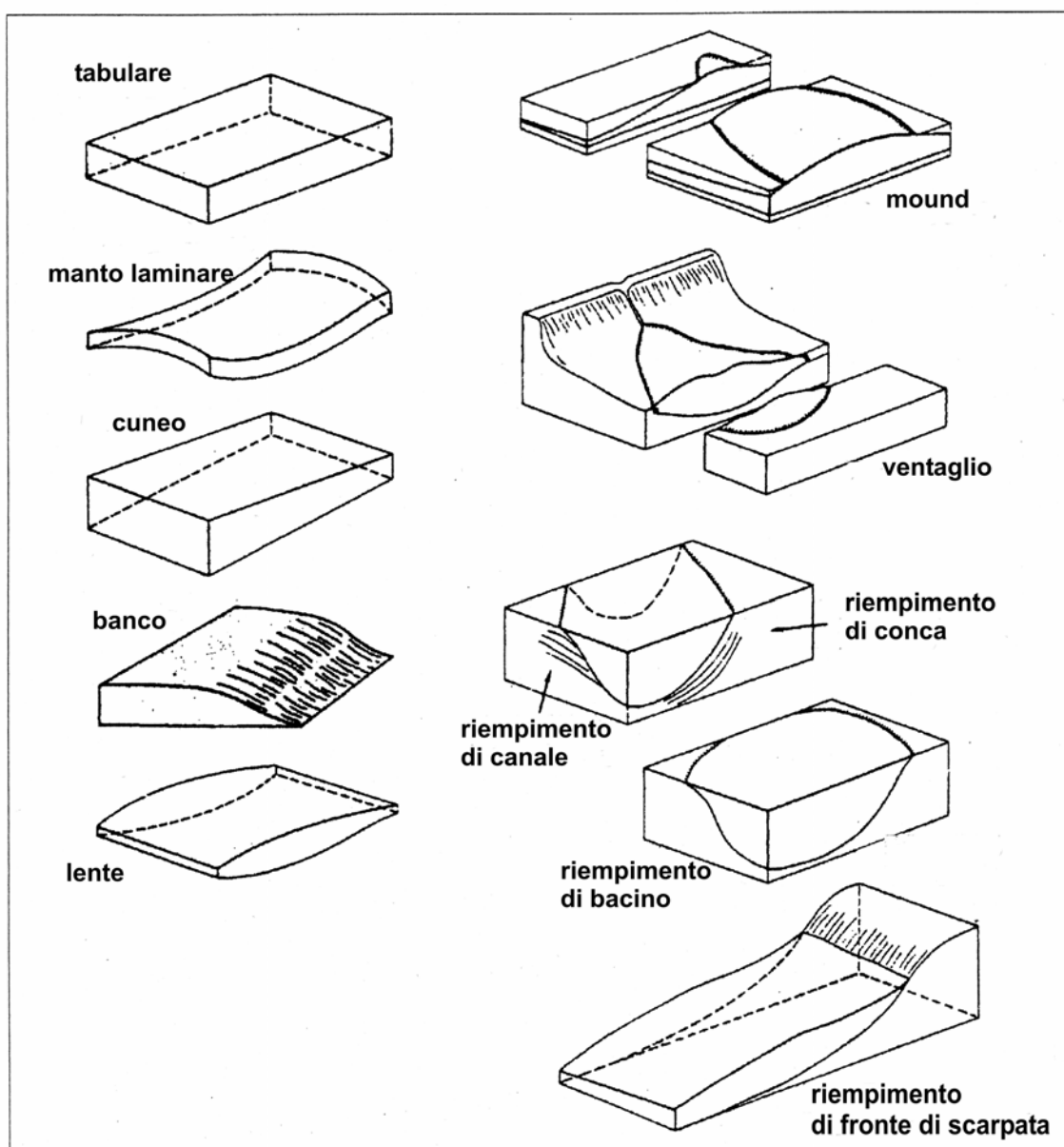


Figura 4.7. Esempi di forme esterne che possono assumere le unità sismiche (da Mitchum et al., 1977)

Lo schema di lavoro seguito si può sintetizzare in questa maniera:

1- identificazione delle facies, delle unità e delle sequenze sismiche. La sezione sismica viene divisa in un complesso di sequenze deposizionali limitate da superfici di discontinuità. Queste superfici vengono individuate in base alla terminazioni dei riflettori ed alla natura delle dette discontinuità, poiché i limiti di una sequenza possono essere costituiti sia da discontinuità che da relative conformità o da hiatus (Mitchum et al., 1977; Brown & Fisher, 1980).

Nel presente lavoro vengono utilizzati differenti orizzonti o riflettori guida per suddividere le successioni sedimentarie.

2- Una volta individuate le sequenze sismiche, si procede alla cartografia delle stesse.

Per la realizzazione delle mappe delle isobate delle discordanze principali e delle isopache delle sequenze sismiche, si è utilizzata una maglia di approssimativamente 571 punti di controllo, sui quali sono stati inseriti le profondità in secondi (tempo doppio), corrispondente ai livelli sismo-stratigrafici principali. Queste informazioni sono state immesse in programmi di calcolo (*Excel* e *Surfer*) e successivamente processati da un programma di *map editing* (GMT) per ottenere le mappe.

3- Infine si procede all'interpretazione sismo-stratigrafica, integrando i dati dallo studio dei sondaggi e dall'analisi delle anomalie gravimetriche e magnetiche presenti nell'area. Successivamente si tenta di stabilire dei modelli evolutivi di per questo margine continentale.

4.2.2. Utilizzo dei Sondaggi

Lo studio bibliografico dei sondaggi utilizzati in questo lavoro ha apportato un'informazione prevalentemente di tipo lito-stratigrafico e bio-stratigrafico. Il confronto di queste informazioni con l'interpretazione dei profili sismici ha permesso non solo di facilitare l'individuazione di unità e sequenze sismiche, ma anche di eliminare gran parte delle incertezze che abitualmente disturbano questo tipo di metodologia interpretativa. In ogni caso è opportuno segnalare che la informazione cronologica ha una precisione solo relativa visto la non sempre esatta informazione presente in bibliografia.

4.2.3. Trattamento ed Utilizzo dei Dati di Batimetria, di Anomalia Gravimetrica di Aria Libera e di Anomalia Magnetica.

I dati di anomalia magnetica e gravimetrica, elencati e descritti nel paragrafo 4.1.3, sono stati trattati, come precedentemente accennato, attraverso programmi di calcolo come *Excel*, *Surfer* ed *Origin*. Per ottenere dei dati quanto più lineari ed omogenei possibile. Una volta filtrati, questi dati sono stati impiegati per ottenere dei profili di anomalia magnetica e gravimetrica di

aria libera. Tra questi profili sono stati evidenziati quelli approssimativamente più vicini e paralleli ai profili sismici studiati. Attraverso lo studio dell'andamento dei profili di anomalia magnetica e gravimetrica e la sovrapposizione ed il confronto tra gli stessi ed i profili sismici, è stato possibile individuare le due unità che costituiscono il basamento acustico dei profili, cioè l'unità costituita da crosta continentale e quella costituita da crosta oceanica.

La successiva redazione delle mappe delle anomalie magnetiche e gravimetriche, è avvenuta, come già accennato, attraverso l'utilizzo di programmi di *map editing* come il *GMT (Generic Mapping Tools)* ed il *Surfer*.

Capitolo 5 - Sismo-stratigrafia

In questo capitolo si presentano nuovi dati sismo-stratigrafici dell'area comprendente parte della piattaforma continentale delle Isole Malvinas, parte dell'adiacente Plateau delle Malvinas, ed il lembo meridionale del Bacino Argentino. In questo lavoro le prime due aree elencate costituiranno il **Settore Sud-Ovest**, mentre la terza area costituirà il **Settore Nord-Est** (figura 2.1 e 5.1).

Per la descrizione delle caratteristiche e la distribuzione delle unità sismo-stratigrafiche sono stati utilizzati profili sismici a riflessione multicanale inediti e le informazioni provenienti dallo studio bibliografico dei sondaggi disponibili in quest'area e nelle sue prossimità. Per il riconoscimento di alcune caratteristiche del basamento sono stati utilizzati anche dati di anomalia gravimetrica e magnetica.

Il lavoro di interpretazione dei profili sismici ha portato alla identificazione di 5 unità sismiche: 1) Basamento; 2) unità A; 3) unità B; 4) unità C e 5) unità D; di 4 sub-unità: B₁, B₂, D₁ e D₂; di 4 discontinuità principali e 2 discontinuità di ordine inferiore.

Tutte le mappe create sulla base dello studio sismo-stratigrafico presenti in questo lavoro presentano una scala delle profondità basata sui tempi di propagazione delle onde acustiche (*two-travel-time*), e non una scala delle lunghezze (metri o chilometri). Questo perché i profili sismici a disposizione sono solo su supporto cartaceo. Non è stato possibile, quindi, eseguire alcun tipo di conversione dei tempi in metri. Considerato che dal punto di vista delle geometrie dei corpi geologici, entrambe le rappresentazioni consentono la medesima visualizzazione; per questo lavoro l'utilizzo di una scala temporale è parsa la scelta più appropriata.

Qui di seguito verranno analizzate e descritte le unità sismiche e le discontinuità precedentemente elencate con la realizzazione finale di una mappa degli affioramenti delle unità sismo-stratigrafiche.

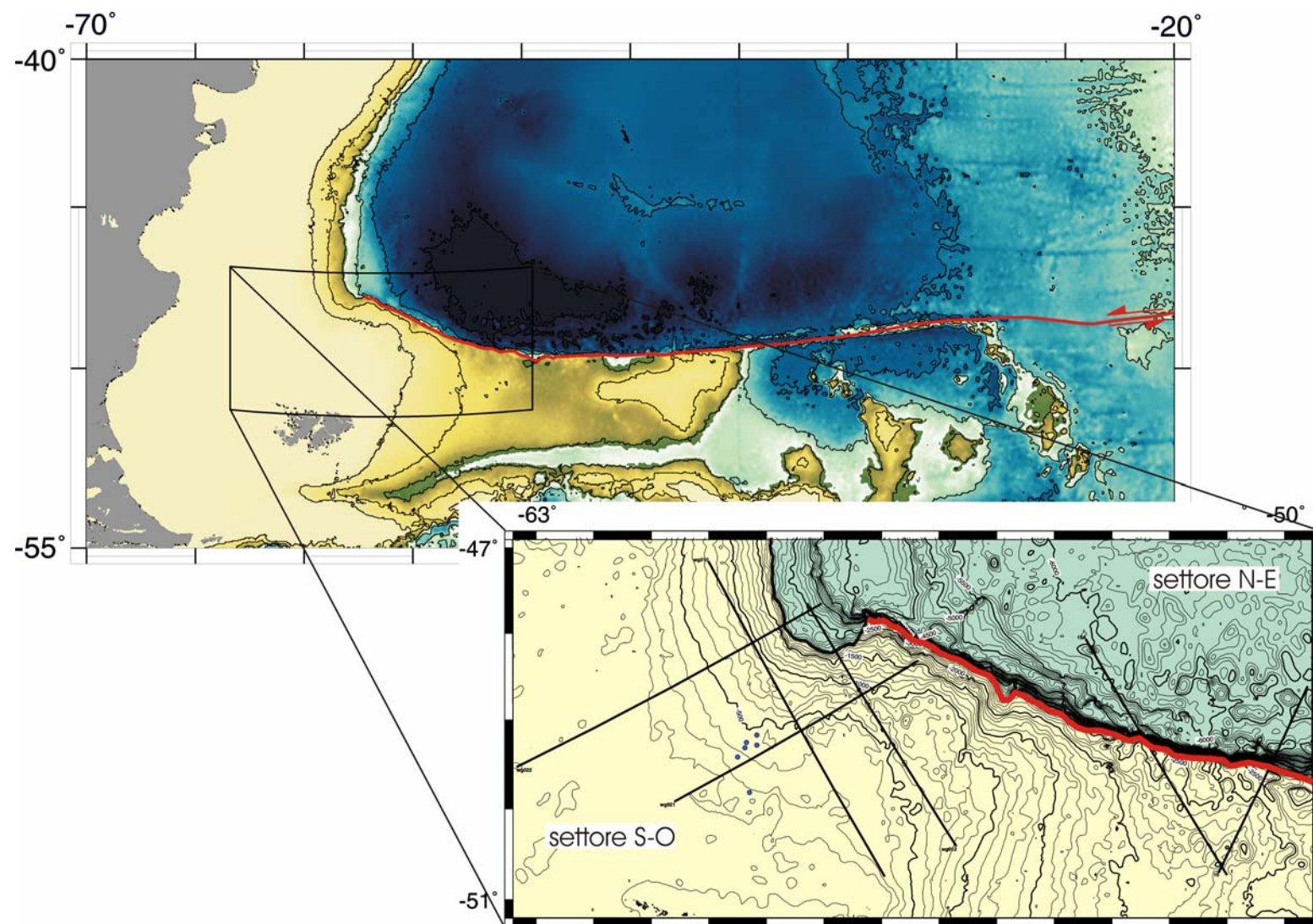


Figura 5.1. Mappa batimetrica di dettaglio (isobate ogni 100 m) con il posizionamento dei profili sismici originali e dei sondaggi di compagnie petrolifere. Nel riquadro la suddivisione proposta, per l'area oggetto di studio, delle caratteristiche crostali del basamento individuato nei profili sismici.

5.1. Basamento Acustico

L'unità sismo-stratigrafica denominata "basamento" costituisce il substrato acustico di tutti i profili analizzati. Essa è presente in tutta l'area esaminata. Questa unità ha uno sviluppo verticale molto variabile. Parlando in termini di tempi doppi, il suo tetto si estende da 0,25s in corrispondenza della piattaforma continentale delle Isole Malvinas, fino a raggiungere profondità di 9,8s in corrispondenza del Bacino del Plateau delle Malvinas e del Bacino Argentino (figura 5.2). La base non è raggiunta in nessun profilo.

Il tetto di questa unità presenta un aspetto abbastanza pianeggiante nel settore più occidentale, ad esclusione di una forte e localizzata depressione visibile a sud-ovest, che rappresenta la conca che raccoglie la successione sedimentaria del Bacino Settentrionale delle Malvinas (figura 5.4). Il tetto dell'unità degrada con una pendenza uniforme verso est-nord-est (figura 5.2), mentre nel settore più orientale presenta un andamento alquanto irregolare con depressioni ed alti morfologici. In questo settore il basamento affiora lungo il bordo della Scarpata delle Malvinas (figura 5.3, tavola 15A.2 e tavola 16.2). Esso si ritrova, inoltre, dislocato in vari settori per faglie dirette ad alto angolo, formando graben e semi-graben con estensione longitudinale maggiore di 100 Km (tavola wg021.1 e tavola wg010.2).

Dal punto di vista delle facies sismiche esso mostra una omogeneità in alcune caratteristiche. I riflettori presentano una scarsa continuità laterale ed un'ampiezza da moderata a bassa, dando luogo ad una configurazione caotica. Sono visibili numerose e forti iperboli di diffrazione che marciano questa unità in alcuni settori, in particolare in corrispondenza del Bacino Argentino ed del bordo settentrionale del Plateau delle Malvinas (tavola 15A.2 e tavola 16.2).

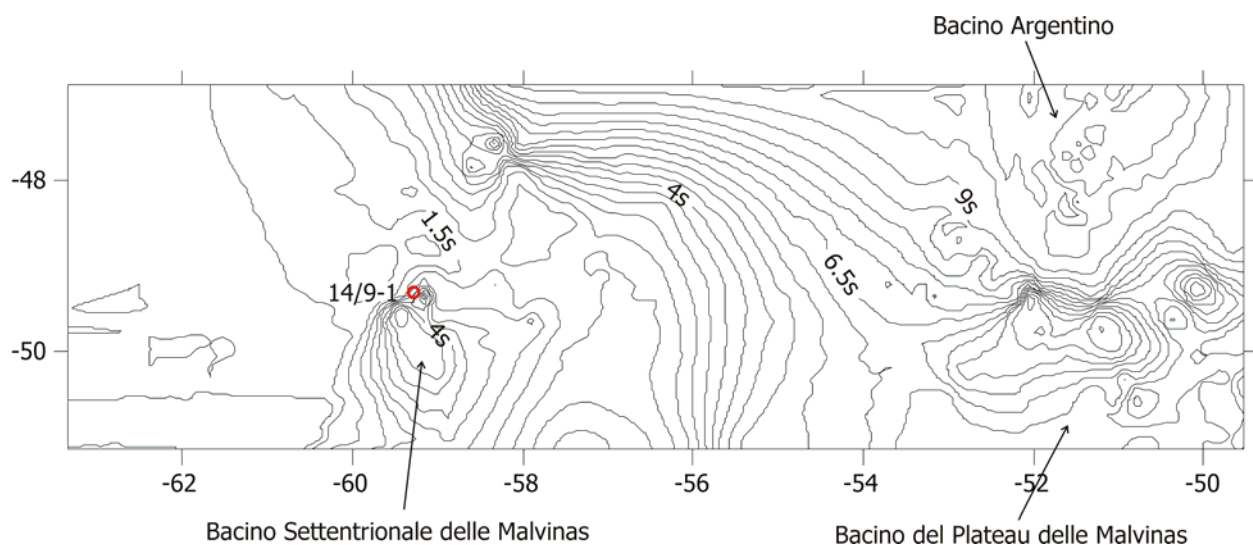


Figura 5.2. Mappa delle isobate del tetto del basamento (in secondi twt). Notare le due principali depressioni nel settore S-O e nel settore N-E. In rosso l'ubicazione del sondaggio che ha intercettato il basamento acustico in quest'area. L'altro sondaggio che ha incontrato il basamento si trova ad est dell'area oggetto di studio ed è visibile in figura 4.2.

Tutte queste caratteristiche ci permettono di definire questa unità come il basamento acustico di questa area.

Lo studio della facies sismica, associata alle informazioni derivate dai sondaggi Site 330 e 14/9-1, presenti nell'area od in prossimità di essa e/o che raggiungono il basamento (figure 2.18, 2.21, 4.2 e 5.2), ha permesso di definire le caratteristiche crostali del basamento acustico, individuando: **(1)** un basamento costituito da crosta continentale; e **(2)** un basamento costituito da crosta oceanica (figura 5.4 e 5.5).

5.1.1. Crosta Continentale

Le informazioni litostratigrafiche ottenute dallo studio dei due sondaggi e delle osservazioni eseguite sui terreni affioranti sulle Isole Malvinas, evidenziano un basamento caratterizzato da terreni di età differenti. Il sondaggio per esplorazione petrolifera 14/9-1, nel settore S-O (figura 4.2 e tabella 4.5), incontra un basamento costituito da argille del Devoniano (figura 2.21).

In alcuni punti il basamento è interessato da corpi intrusivi che deformano i riflettori principali che li incontrano. Queste intrusioni non raggiungono mai il fondo oceanico (tavola wg022.1). Per queste intrusioni si può solo presumere una natura ignea di tipo acido. Sulla base di ritrovamenti in sondaggi, eseguiti più ad ovest dell'area oggetto di studio, di corpi ignei e depositi piroclastici del Triassico, si può ipotizzare la stessa età per le intrusioni osservate sui profili.

Nel sondaggio Site 330, posizionato ad est dell'area studiata, (figura 4.2 e tabella 4.3), invece, sono state rinvenute rocce metamorfiche di età pre-cambrica, con intrusioni granitiche (figura 2.18). Sebbene il Site 330 si trovi sul fianco occidentale del Banco di Maurice Ewing, quindi all'esterno dell'area oggetto di studio, esso è comunque indicativo della costituzione del basamento nel settore orientale del Plateau delle Malvinas, essendo il Banco il limite morfo-strutturale del plateau stesso (figura 2.1).

Risulta evidente, quindi che la superficie del basamento è caratterizzato da un'età che ringiovanisce andando da est verso ovest, cioè dall'asse di apertura dell'oceano verso la piattaforma continentale vera e propria (figura 5.4).

5.1.2. Crosta Oceanica

L'osservazione e la distribuzione, all'interno della facies sismica che contraddistingue il basamento, di numerose iperboli di diffrazioni (tavola 15A.2 e tavola 16.2), associata ad una analisi bibliografica del Bacino Argentino e del settore sud-occidentale dell'Oceano Atlantico ha permesso di definire come crosta oceanica la parte di basamento che occupa il settore N-E

dell'area. A questa crosta oceanica sono state attribuite delle età sulla base della *Age of Ocean Floor Chart* di Müller et al. (1996) e sulla base dello studio bibliografico dei sondaggi eseguiti nei bacini oceanici adiacenti durante diverse campagne DSDP (Leg 36: Site 328, Leg 71: Site 514 e Site 513) ed ODP (Leg 114: Site 698, Site 699 e Site 700, figura 5.3). Queste datazioni hanno permesso di assegnare al basamento oceanico a nord della Scarpata di Malvinas età che variano da 83 a 139 Ma, andando da est verso ovest, cioè dalla dorsale medio-atlantica verso la piattaforma continentale argentina (figura 5.4 e figura 5.5).

Per il basamento oceanico posto a sud della zona di frattura, invece, è stata ipotizzata un'età più antica di 139 Ma.

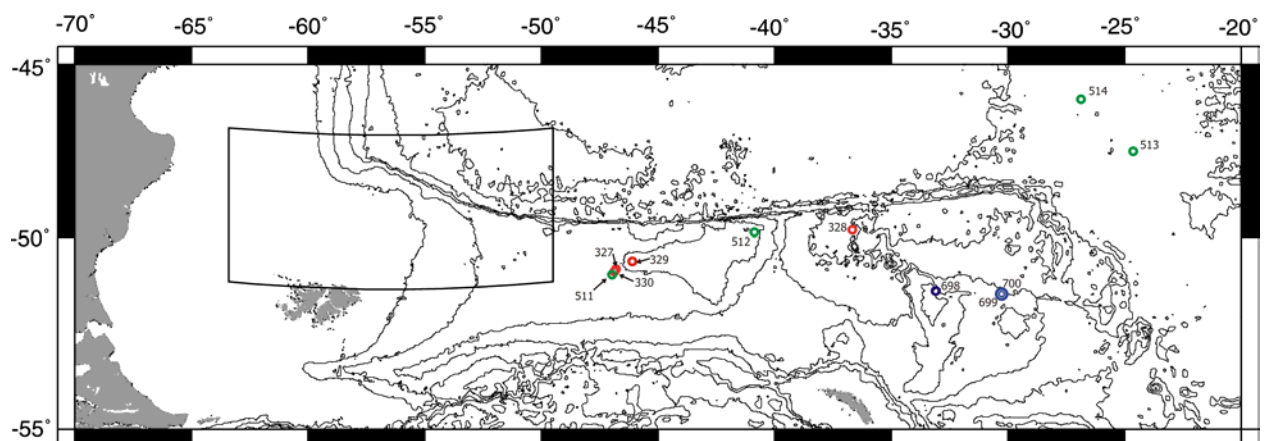


Figura 5.3. Mapa batimetrica (isobate ogni 1000 m) con la posizione dei sondaggi DSDP ed ODP utilizzati in questo lavoro. In rosso i DSDP Sites 327, 328, 329 e 330 del Leg 36, in verde i DSDP Sites 511, 512, 513 e 514 del Leg 71, in blu gli ODP Site 698, 699, 700 del Leg 114. Nel riquadro l'area oggetto di studio.

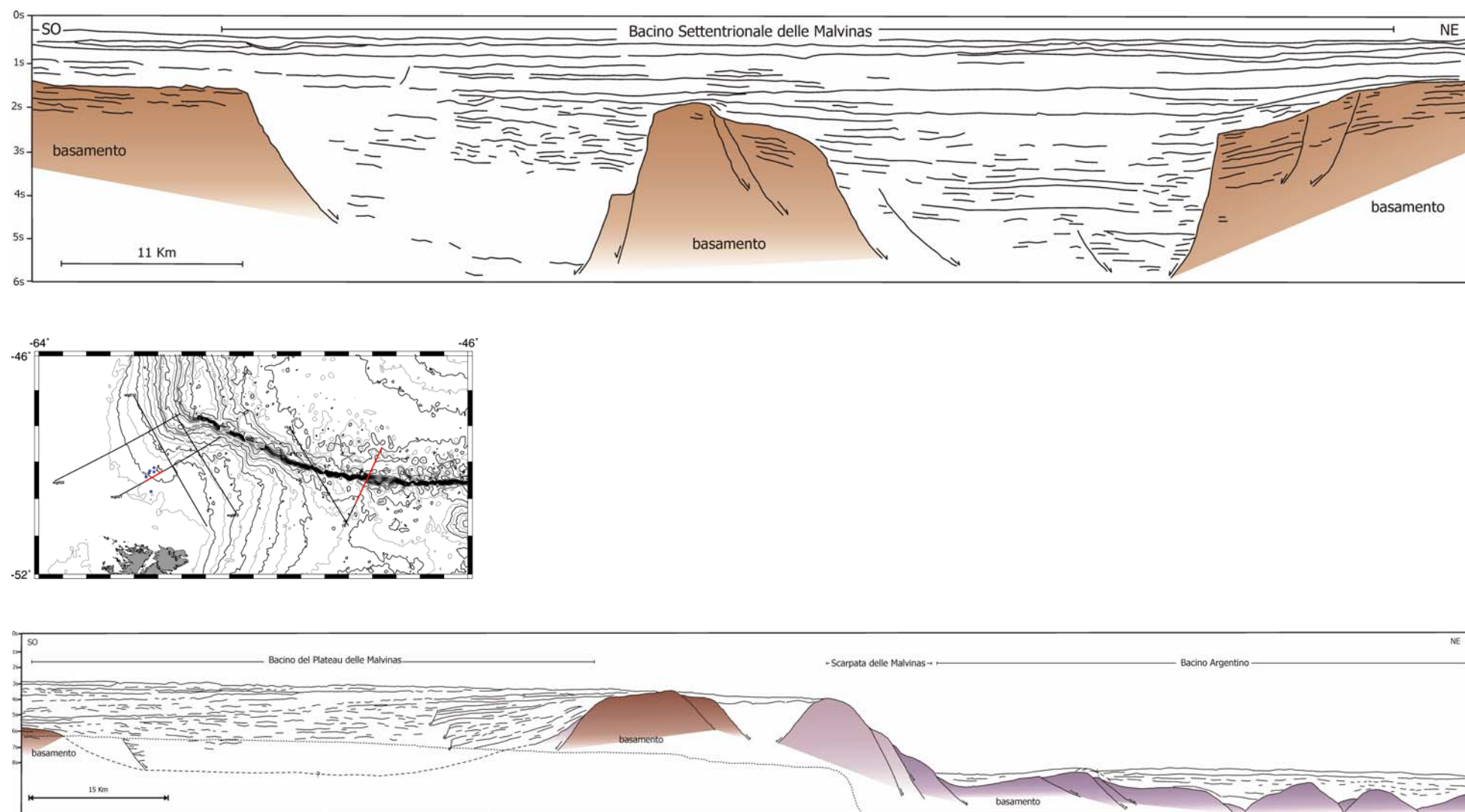


Figura 5.4. frammenti di interpretazione del profilo WG021 (in alto) e del profilo 16 (in basso). Il colore marrone indica una natura continentale del basamento, il colore viola indica una natura oceanica. Nella mappa batimetrica al centro (isobate ogni 200 m) è illustrato il posizionamento dei profili sismici, in rosso i frammenti presentati in questa figura.

5.2. Identificazione e descrizione delle facies e delle unità sismiche

5.2.1. Unità A

Questa unità sismica poggia in discordanza sul tetto del basamento acustico. Essa è formata da riflettori di moderata continuità laterale ed alta ampiezza, la sua configurazione interna varia da sub-parallela a divergente. Il suo spessore è molto variabile lungo i profili studiati, poiché riempie i graben e semigraben che riempiono il basamento, ma è assente o molto poco sviluppata sugli alti strutturali degli stessi e su tutta l'area che costituisce la piattaforma continentale argentina (figura 5.5 e figura 5.9). Esprimendo la profondità in tempi doppi del segnale sismico, questa unità si estende per oltre 3 secondi, raggiungendo i 3,6 secondi in corrispondenza del Bacino Settentrionale delle Malvinas (tavola wg021.1) e del Bacino del Plateau delle Malvinas (tavole 16.1 e 16.2). La maggiore potenza di questa unità è raggiunta in prossimità delle faglie che controllano le aree depocentrali di queste depressioni. I riflettori sismici mostrano terminazioni di tipo onlap sopra le faglie e (tavole wg021.1, 16.1 e 16.2). In corrispondenza del Bacino del Plateau delle Malvinas i riflettori sono interrotti e dislocati da faglie dirette (tavola 16.1 e 16.2). Poiché queste faglie non coinvolgono né i riflettori più superficiali dell'unità stessa né le unità sovrastanti, si ipotizza per esse una natura sin-sedimentaria. Il tetto di questa unità è rappresentato da un orizzonte con elevata ampiezza indicato dal colore ciano. Questo orizzonte è fortemente inclinato verso sud in corrispondenza del Bacino del Plateau delle Malvinas (tavole 16.1, 16.2, 15A.1).

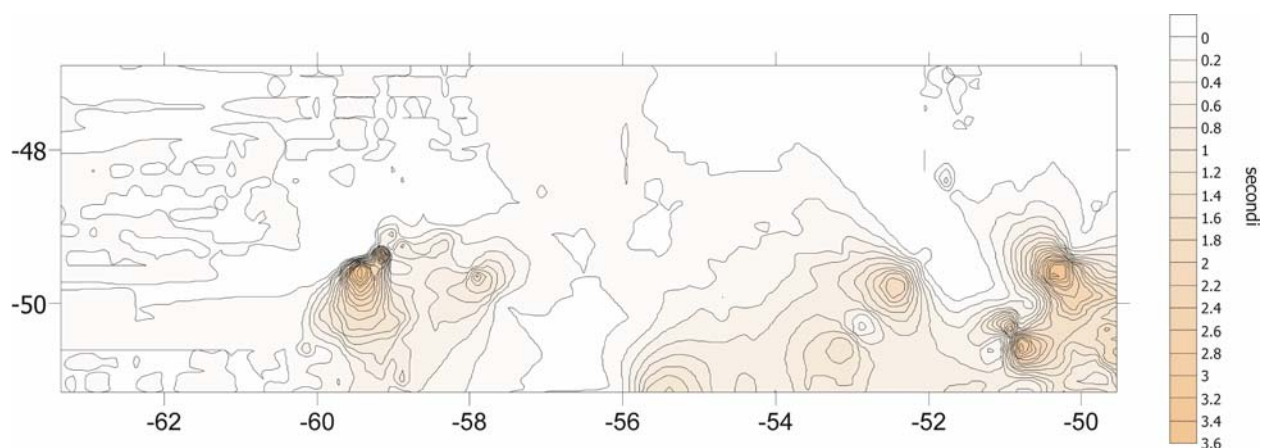


Figura 5.5. mappa delle isopache della unità A la scala verticale è in secondi (tempi doppi).
Le isopache marciano ogni 0,2 secondi

5.2.2. Unità B

Questa unità è costituita da riflettori di ampiezza e continuità moderata. Essa ha un'estensione areale maggiore rispetto all'unità sottostante, sebbene abbia spessori minori (figura 5.6). Dalla mappa delle isopache è possibile osservare che l'unità B raggiunge il massimo spessore in corrispondenza dei Bacini Settentrionale delle Malvinas e del Bacino del Plateau. Inoltre essa compare nell'area settentrionale occupata dall'attuale Bacino Argentino, mentre continua ad essere assente od estremamente sottile in corrispondenza della Piattaforma Continentale Argentina ed in corrispondenza degli alti strutturali del basamento (tavola wg021.1). Anche questa unità, in corrispondenza del Plateau delle Malvinas si presenta inclinata verso sud. L'unità presenta una configurazione interna parallela. I riflettori mostrano delle terminazioni basali di tipo onlap al disopra del basamento e delle terminazioni basali di tipo downlap sul tetto dell'unità A. Il suo tetto è rappresentato da una superficie di discontinuità inclinata verso sud che tronca i riflettori sottostanti (linea rossa nelle tavole). All'interno di questa unità è visibile un orizzonte più ampio con una continuità laterale più elevata (evidenziata nelle tavole da una linea di colore blu scuro), che divide l'Unità B in due sub-unità: B₁ e B₂. Questo orizzonte tronca superiormente diversi riflettori dell'unità B₁ ma non determina un cambiamento di facies acustica fra le sub-unità. Nell'unità B₁ è visibile una canalizzazione con i riflettori interni che assumono una configurazione obliquo-parallela (tavola wg010.2)

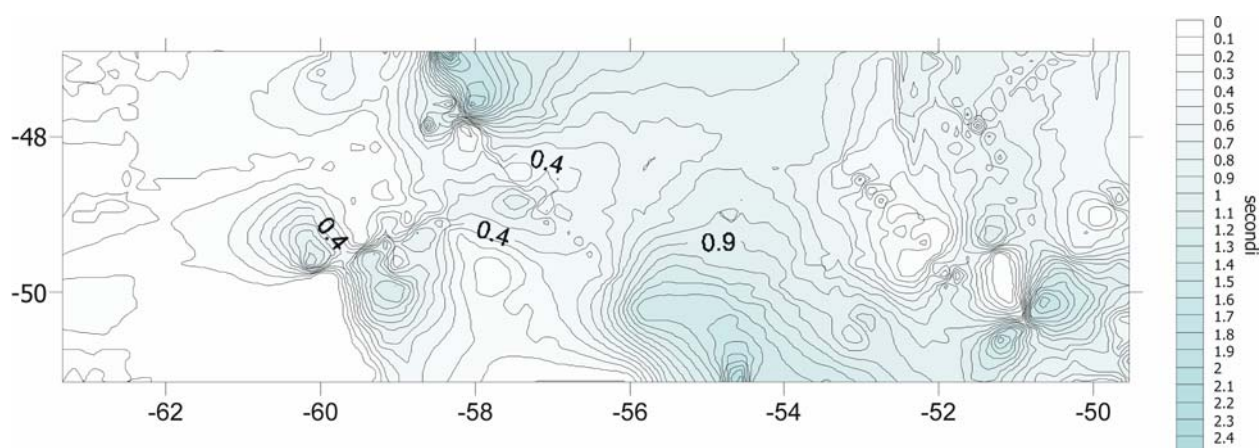


Figura 5.6. mappa delle isopache della unità B, la scala verticale è in secondi (tempi doppi).
Le isopache marcano ogni 0,1 secondi

5.2.3. Unità C

Questa unità presenta riflettori di bassa ampiezza e continuità laterale scarsa, assumendo molto spesso una configurazione *hummocky*. Essa è caratterizzata da spessori non elevati, raggiungendo quasi i due secondi in corrispondenza del bacino del plateau (figura 5.7 e tavola

15A.1), mentre in corrispondenza della Piattaforma Continentale Argentina risulta mancante o molto assottigliata (figura 5.7 e tavola wg010.2, wg021.1 e wg022.2). Anch'essa presenta una lieve inclinazione verso sud al disopra de plateau, alcuni suoi riflettori sono caratterizzati da una terminazione laterale di tipo onlap sul tetto dell'unità B. Il tetto dell'unità C (sottolineato da una linea arancione sulle tavole) corrisponde ad un riflettore con una elevata ampiezza ed una elevata continuità laterale. Questo riflettore si può seguire facilmente in tutta l'area, esso presenta un andamento sub-orizzontale, contrariamente ai riflettori delle unità fin qui osservate. Esso evidenzia una superficie di discontinuità molto marcata, troncando bruscamente le unità sottostanti, di cui ne causa la completa elisione in alcuni punti, come è possibile notare in prossimità del lato interno della Scarpata delle Malvinas (tavola 15A.1 e 16.1, figura 5.9) ed in diversi punti della Piattaforma Continentale Argentina (tavola wg010.2, wg021.1 e wg022.2).

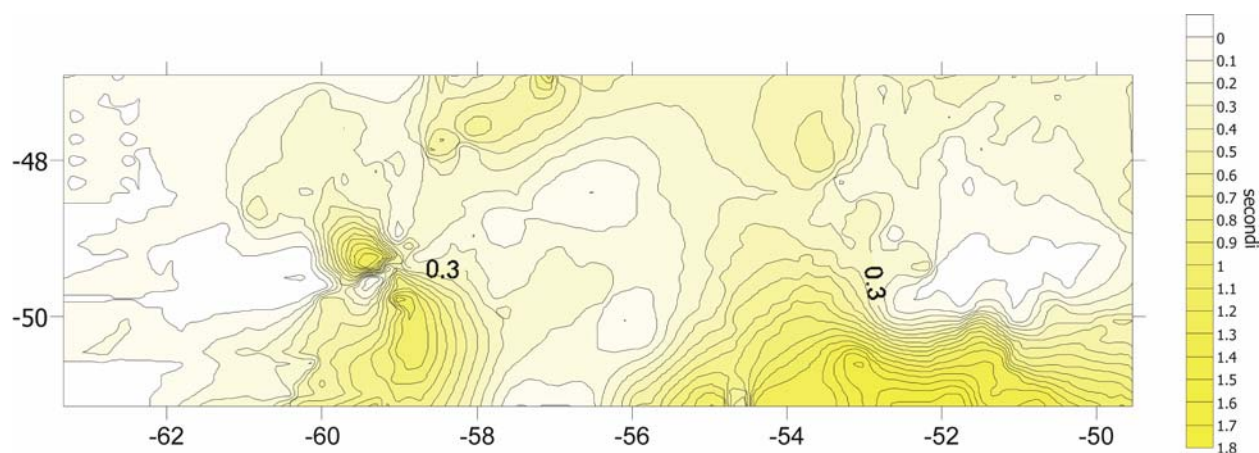


Figura 5.7. mappa delle isopache della unità C, la scala verticale è in secondi (tempi doppi). Le isopache marcano ogni 0,1 secondi.

5.2.4. Unità D

Questa unità si estende dalla discontinuità marcata in arancione, visibile nelle tavole, fino al fondo oceanico. Essa si presenta omogeneamente distribuita su tutta l'area esaminata, raggiungendo il massimo spessore in corrispondenza del Bacino Argentino (figura 5.8). L'unità D presenta una facies sismica trasparente (*free-reflection*), e drappeggia le unità sottostanti. All'interno del Bacino Argentino questa unità risulta essere coinvolta da faglie prevalentemente dirette (tavole 15A.2 e 16.2). l'unità D è suddivisa in due sub-unità, D₁ e D₂, da un riflettore con elevata ampiezza e continuità laterale, che in alcuni punti si presenta marcato con delle iperboli di diffrazione. Questo orizzonte è presenta un andamento sub-orizzontale ed è spesso troncata dall'andamento del fondo oceanico. Esso è segnato sulle tavole con un colore verde scuro.

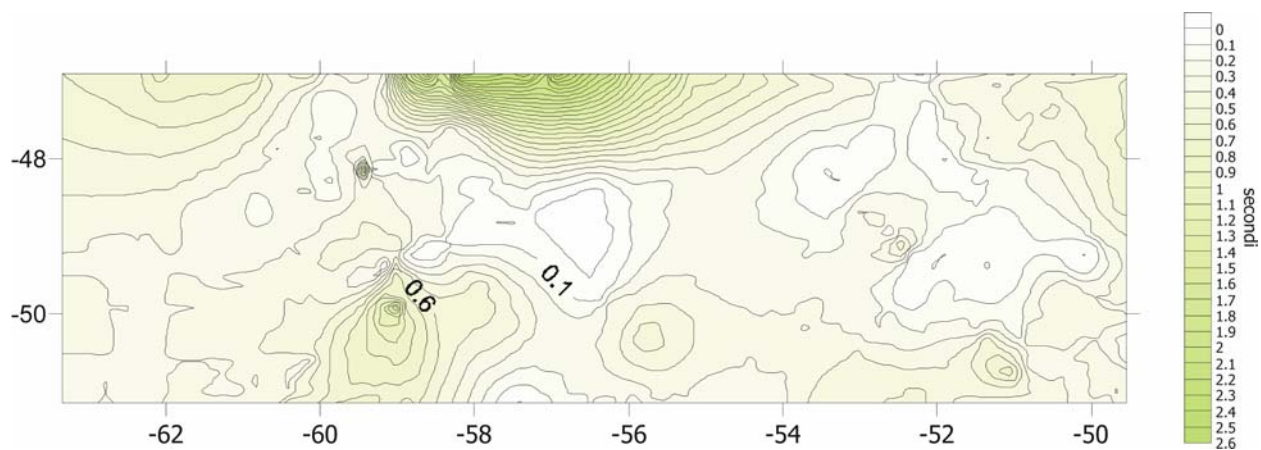


Figura 5.8. mappa delle isopache della unità C, la scala verticale è in secondi (tempi doppi). Le isopache marcano ogni 0,1 secondi.

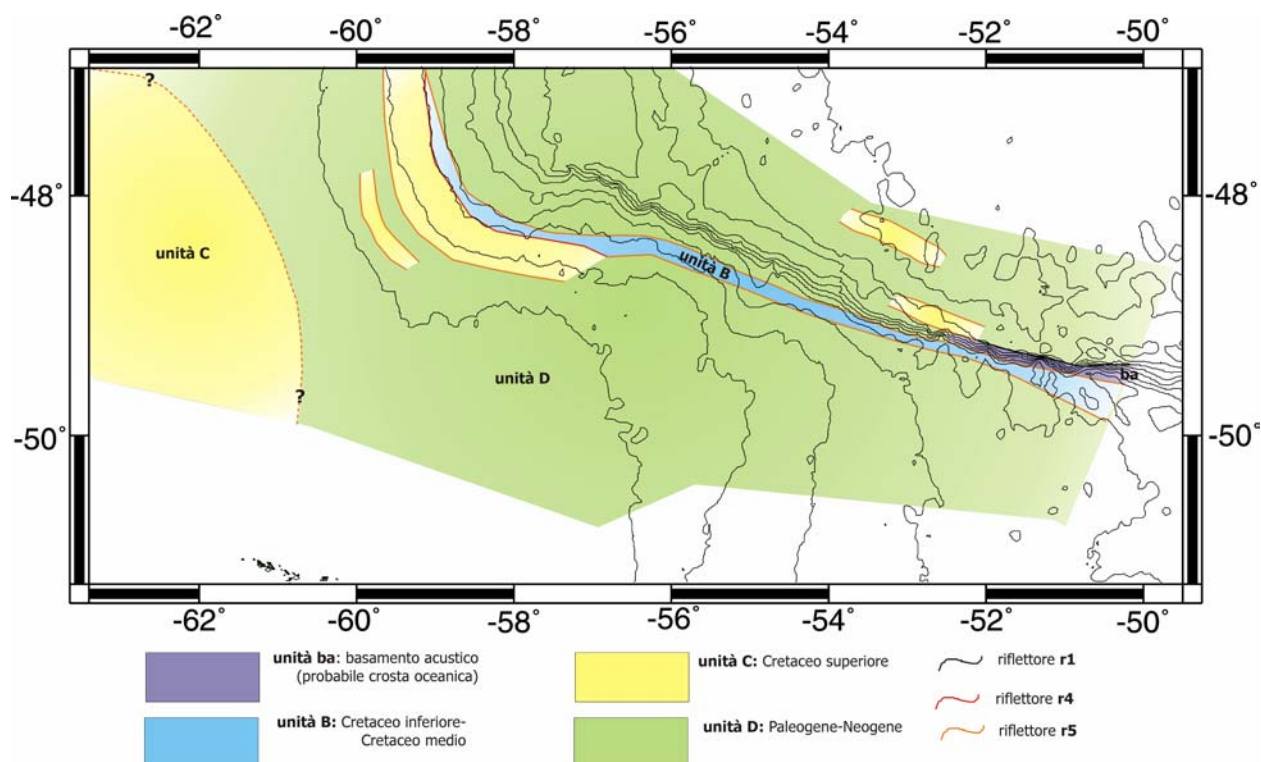


Figura 5.9. Carta degli affioramenti delle unità sismo-stratigrafiche (isobate ogni 500m).

5.3. Divisione sismo-stratigrafica proposta

La suddivisione della successione sismo-stratigrafica in quattro unità e quattro sub-unità presentata (vedi tabella 5.1 e figura 5.10) è stata eseguita principalmente dallo studio integrato dei profili sismici multicanale ad alta penetrazione, dei sondaggi petroliferi eseguiti nell'area del Bacino Settentrionale delle Malvinas (figura 2.21) e dei sondaggi DSDP eseguiti sul lato orientale del Plateau delle Malvinas (figura 2.18), con l'aggiunta dello studio bibliografico di profili sismici a riflessione e rifrazione eseguiti nella medesima area di studio (tabella 4.2 e figura 4.1).

	Unità sismo-stratigrafiche		Sub-unità
Unità mesozoiche	Unità A	Giurassico	
	Unità B	Cretaceo inferiore-medio	Unità B ₁
		Cretaceo medio	Unità B ₂
	Unità C	Cretaceo superiore	
Unità cenozoiche	Unità D	Paleogene	Unità D ₁
		Neogene	Unità D ₂

Tabella 5.1. Suddivisione sismo-stratigrafica proposta per la successione sedimentaria del margine continentale argentino meridionale.

Tenendo conto del contorno strutturale nel quale si depositarono, e le relazioni geometriche che mostrano le unità sedimentarie con le strutture riconosciute nel sottosuolo, si propongono qui le seguenti unità sismo-stratigrafiche.

Unità A. Questa unità, la cui facies sismica è stata descritta nel paragrafo 5.2.1, colma le principali depressioni presenti nell'area (il bacino Settentrionale delle Malvinas ed il Bacino del Plateau delle Malvinas), ed il suo sviluppo verticale è fortemente influenzato dalle strutture che delimitano e regolano lo sviluppo di queste depressioni (figura 5.5). Questa unità è correlabile con i depositi continentali rinvenuti nel Site 330 (Leg 36) eseguito sul fianco occidentale del Banco di Maurice Ewing (depositi fluviali con abbondanti frammenti vegetali e lignite; depositi di spiaggia, con arenarie a granulometria media, friabile e ben classata; depositi deltizi, con una successione fortemente stratificata e con abbondante laminazione di argille siltose e silt argillosi, con occasionali livelli di calcare e di arenaria e con abbondanti resti vegetali e bioturbazioni, con un'età compresa tra il Giurassico medio e l'Oxfordiano medio, paragrafo 2.2.2.1.2). Mentre sulla piattaforma continentale l'unità è correlabile con i depositi continentali rinvenuti nei sondaggi petroliferi all'interno del Bacino Settentrionale delle Malvinas (depositi da fluviali, o fluvio-lacustri, a più marcatamente lacustri, con intercalazioni e strati di materiale tufaceo o di piroclastici rimaneggiate, con un'età compresa tra il Giurassico medio e la base del Berriasiano, paragrafo 2.2.2.2.2.). A questa unità sismo-stratigrafica è stata assegnata un'età compresa tra la base del Giurassico medio e la base del Cretaceo inferiore (figura 5.10).

Unità B. Questa unità ricopre in discordanza l'unità sottostante ed il basamento acustico. Al contrario dell'unità A, delimitata nei due bacini sopra descritti, l'unità B ha una maggiore estensione ed è la prima unità che compare sovrapposta alla crosta oceanica del Bacino Argentino nel Settore N-O (figura 5.6). Questa unità si presenta suddivisa in due sub-unità: la B₁ inferiormente e la B₂ superiormente. La sub-unità B₁ è correlabile ai depositi di mare basso individuati nei sondaggi DSDP eseguiti sul Banco di Maurice Ewing (successione di argille sapropeliche con livelli di calcare micritico, di età compresa tra l'Oxfordiano medio e la fine dell'Aptiano, paragrafo 2.2.2.1.2) ed a depositi deltizio-lacustri sulla Piattaforma Continentale Argentina (prevalentemente argille di età compresa tra il Valanginiano e l'Aptiano inferiore, paragrafo 2.2.2.1.2). L'unità B₂ è correlabile, in corrispondenza del Bacino del Plateau delle Malvinas, alla parte alta dei depositi di mare basso (Albiano), e con i depositi fluviali di età Albiano-Aptiano in corrispondenza del Bacino Settentrionale delle Malvinas. L'unità B nel suo complesso ha un'età che si estende tra Neocomiano superiore e la base del Cenomaniano.

L'Unità C, invece, è correlabile con i depositi pelagici rinvenuti sul BME (*nanno-ooze* e *nanno-clay*, argille pelagiche ricche in zeolite; oozes con foraminiferi e nannofossili di età compresa tra il Cenomaniano ed il Maastrichtiano medio, paragrafo 2.2.2.1.2) ed i sedimenti di transizione tra un ambiente continentale ed uno marino (successione di un'alternanza di sabbie ed argille sottilmente stratificate di età compresa tra l'Albiano e la base del Paleocene inferiore, paragrafo 2.2.2.2.2). Anche l'unità C, come la B, si presenta molto assottigliata o del tutto assente in prossimità della scarpata delle Malvinas (tavola 15A.2 e 16.2), molto probabilmente legata ad una forte erosione.

Unità D. Questa unità si estende per tutto il Cenozoico e, sulla base della facies sismica che la caratterizza e dei terreni ad essa correlabili è associabile alla fase finale di drift dell'Oceano Atlantico meridionale. Anch'essa è suddivisa in due sub-unità da un riflettore molto marcato. La sub-unità inferiore D₁ è correlabile ai depositi pelagici (Oozes silicei a diatomee ed oozes a nannofossili) di età compresa tra il Paleocene ed il Miocene rinvenuti sul BME ed i depositi deltizi di mare basso rinvenuti in corrispondenza del BSM del Paleocene inferiore. La sub-unità superiore D₂ è correlabile, invece, al sottile strato di ghiaia, sabbie e silts marino-glaciali ed ooze del Pleistocene. Entrambe le due sub-unità si presentano in discordanza sulle unità sottostanti.

5.3.1. Discontinuità Stratigrafiche

Il limite tra le unità è dato da superficie di discontinuità, queste superfici rappresentano interruzioni sedimentarie misurabili tra i corpi geologici che la circondano e sono rappresentate in sismo-stratigrafia dalla superfici che avvolgono le terminazioni dei riflettori.

Sulla base dei dati derivati dallo studio sismo-stratigrafico, delle informazioni provenienti dallo studio bibliografico dei sondaggi e dei profili sismici analizzati da altri autori nella stessa area (figura 4.1 e tabella 4.2), è stato possibile riconoscere, all'interno della successione sismo-stratigrafica, sei discontinuità principali (r1, r2, r3, r4 r5 ed r6).

Procedendo dal basso verso l'alto, la prima discontinuità è il tetto del basamento acustico **"r1"** (di colore nero in tutti i profili illustrati nelle tavole). Su di esso terminano in *onlap* e in *downlap* tutte le terminazioni dei riflettori delle unità sovrastanti. Esso delimita il basamento sia di natura oceanica che continentale, pertanto rappresenta una superficie erosiva con un intervallo di tempo molto ampio, andando dal basamento oceanico più recente (Cretaceo superiore, figura 5.4., tavole 15A.2, 16.2, wg012.1 e wg022.2) al basamento continentale di età pre-cambrica nella parte più orientale del Settore S-E al basamento continentale devoniano intruso da probabili corpi ignei triassici (figura 5.4, tavola wg022.1.)

Il riflettore **"r2"** delimita superiormente l'unità A (di colore ciano, figura 5.10, tavole 15A, 16, wg021, wg010.2, wg012.2), su di esso terminano in *onlap* ed in *downlap* i riflettori dell'Unità B all'interno del Bacino del Plateau delle Malvinas e del Bacino Settentrionale delle Malvinas. Anche questa discontinuità è una superficie erosiva molto importante, che si estende dal Giurassico superiore al Neocomiano superiore, legata, molto probabilmente alle prime fasi di rottura del continente Gondwana.

All'interno dell'unità B è osservabile il riflettore **"r3"**. Esso delimita le unità B₁ e B₂ (evidenziato nelle tavole dal colore blu scuro) e termina in *onlap* contro il basamento. Esso potrebbe essere legato all'attivazione di un corrente di fondo oceanico venutasi a formare in seguito alla continua apertura dell'Oceano Atlantico meridionale.

Il riflettore **"r4"** delimita superiormente l'unità B ed inferiormente l'unità C (evidenziato con il colore rosso nelle tavole). Questo riflettore è osservabile sia nel settore S-O che nel settore N-E. Questa discontinuità potrebbe essere collegata alle prime fasi di basculamento verso sud del Plateau delle Malvinas, con la creazione della scarpata, dovuta ad una fase di subduzione lungo il margine meridionale tra il plateau e la Placca di Scozia, in atto tra il Cretaceo medio e superiore.

Il riflettore **"r5"** si estende su tutta l'area di studio e separa l'unità C dall'unità D. Esso tronca i riflettori delle unità sottostanti e si estende parzialmente anche sulla parte interna della scarpata delle Malvinas (tavola 15A.2 e 16.2). Questa discontinuità si sviluppa al passaggio Cretaceo-Paleogene, molto probabilmente legata al sollevamento dell'area in relazione con l'orogenesi andina in atto ad occidente. Infatti è ben visibile come l'unità D soprastante sia in netta discontinuità angolare rispetto alla unità C e B sottostanti.

Il rifletto **"r6"** si evidenzia all'interno dell'unità D perché è l'unico riflettore con una buona continuità laterale all'interno di una unità caratterizzata da una facies sismica altrimenti

trasparente. Esso ha un andamento irregolare e risulta spesso marcato da iperboli di diffrazione, in diversi punti viene troncato dal fondo oceanico (tavola 16.2), testimoniando un'attuale fase erosiva. Questa discontinuità sembra essere correlabile all'attivazione delle forti correnti circum-polari in relazione all'apertura del Passaggio di Drake al passaggio Eocene-Oligocene.

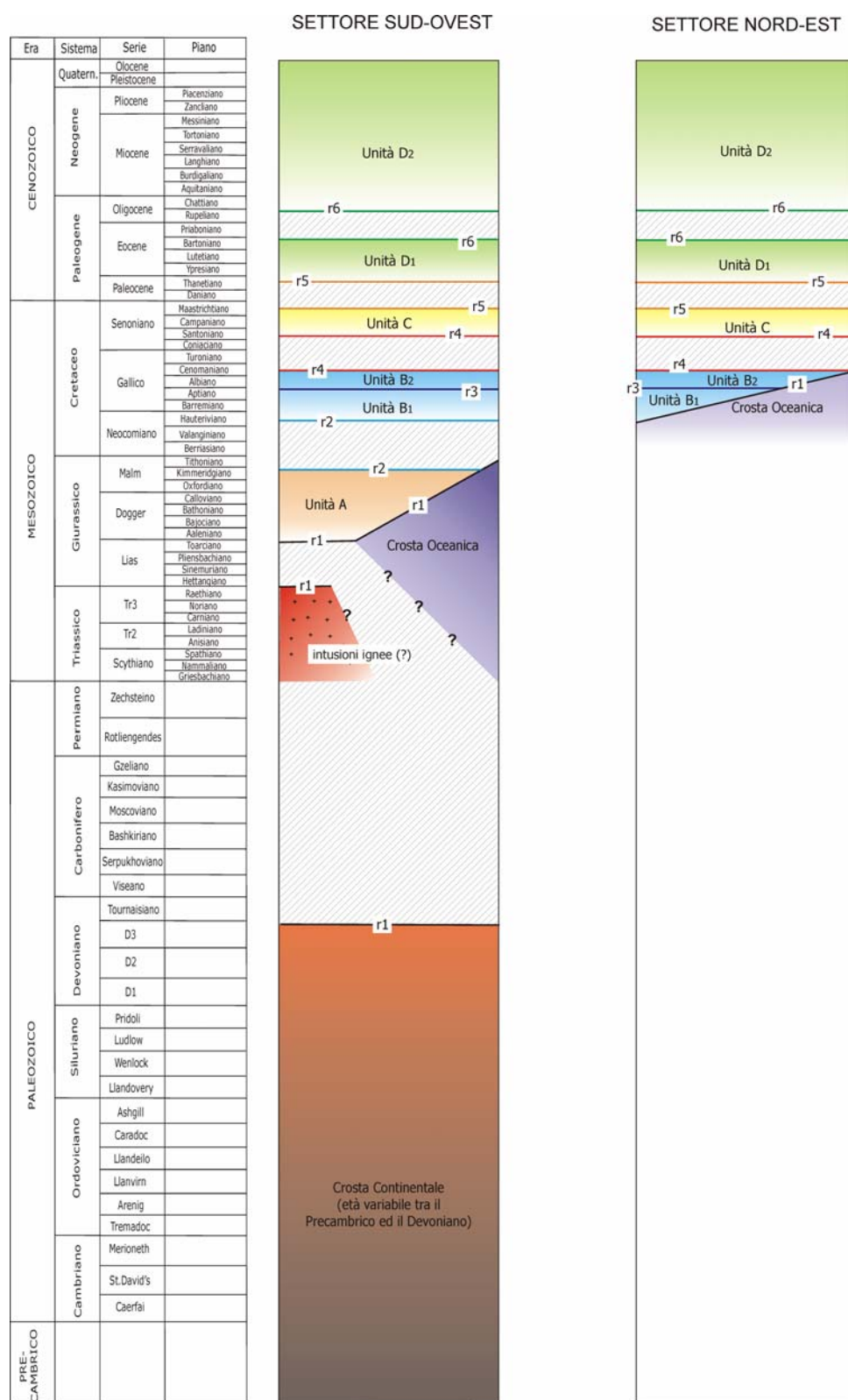


Figura 5.10. Colonna crono-stratigrafica delle unità sismo-stratigrafiche individuate per i due settori in cui è stata suddivisa l'area esaminata. Per l'ubicazione dei settori vedere figura 5.1.

Tavole esplicative dei profili sismici studiati

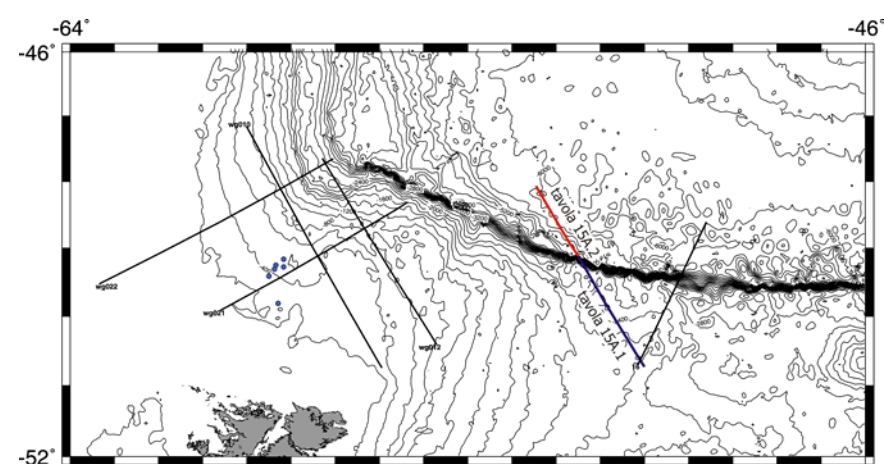
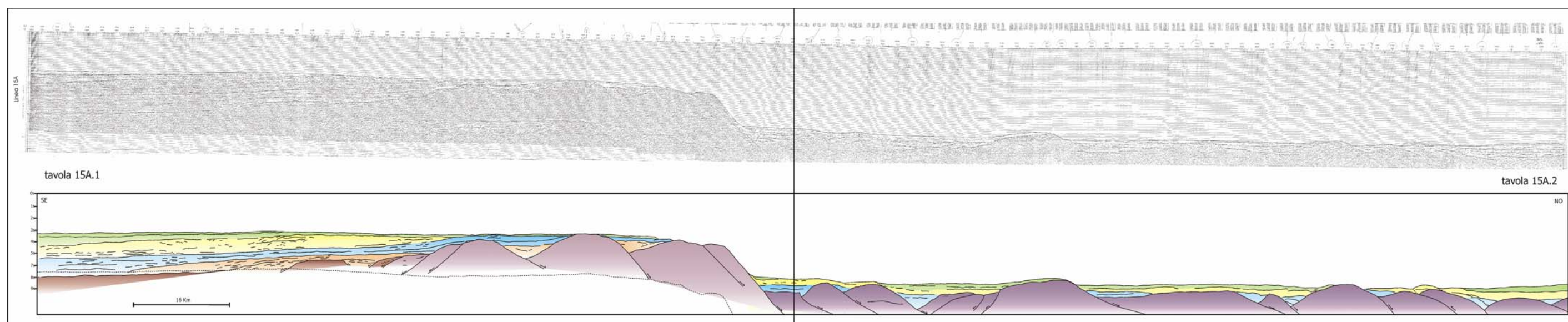


TAVOLA 15A. Nel riquadro l'ubicazione del profilo e la sua suddivisione visibile nelle tavole 15A.1 e 15A.2. In rosso la tavola 15A.1 in blu la tavola 15A.2

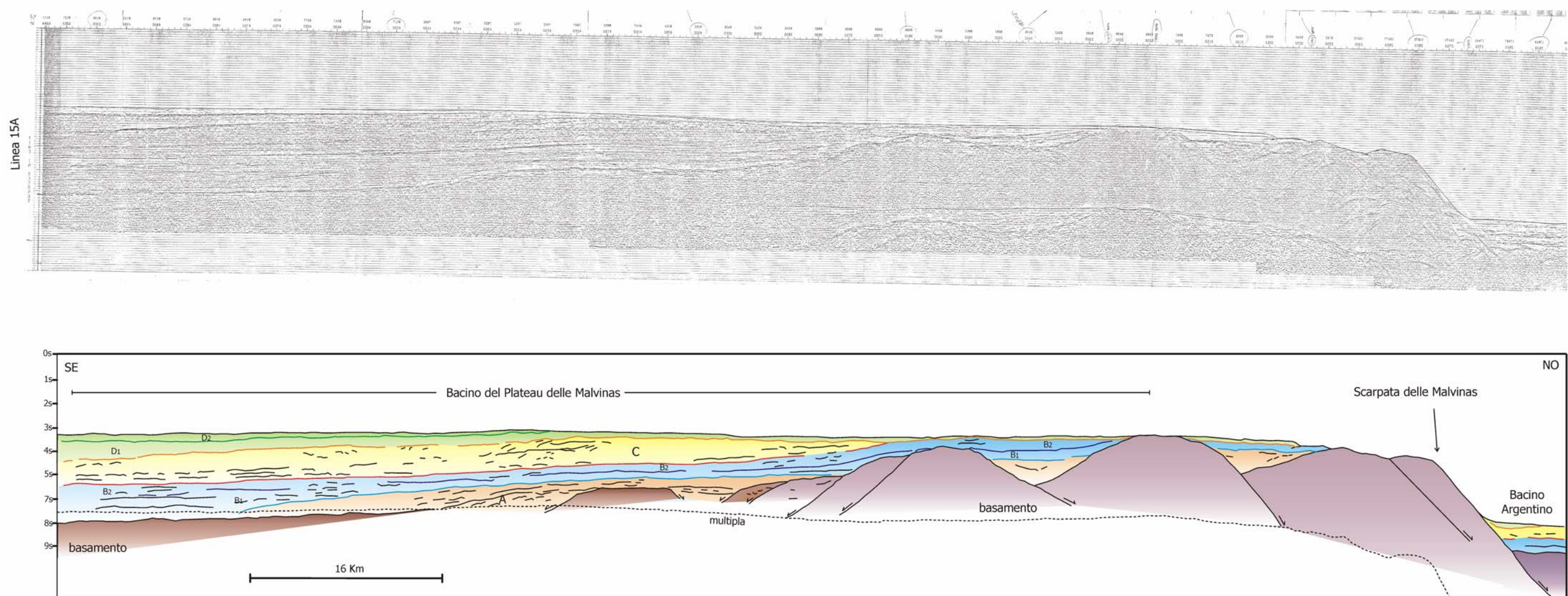


TAVOLA 15A.1. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

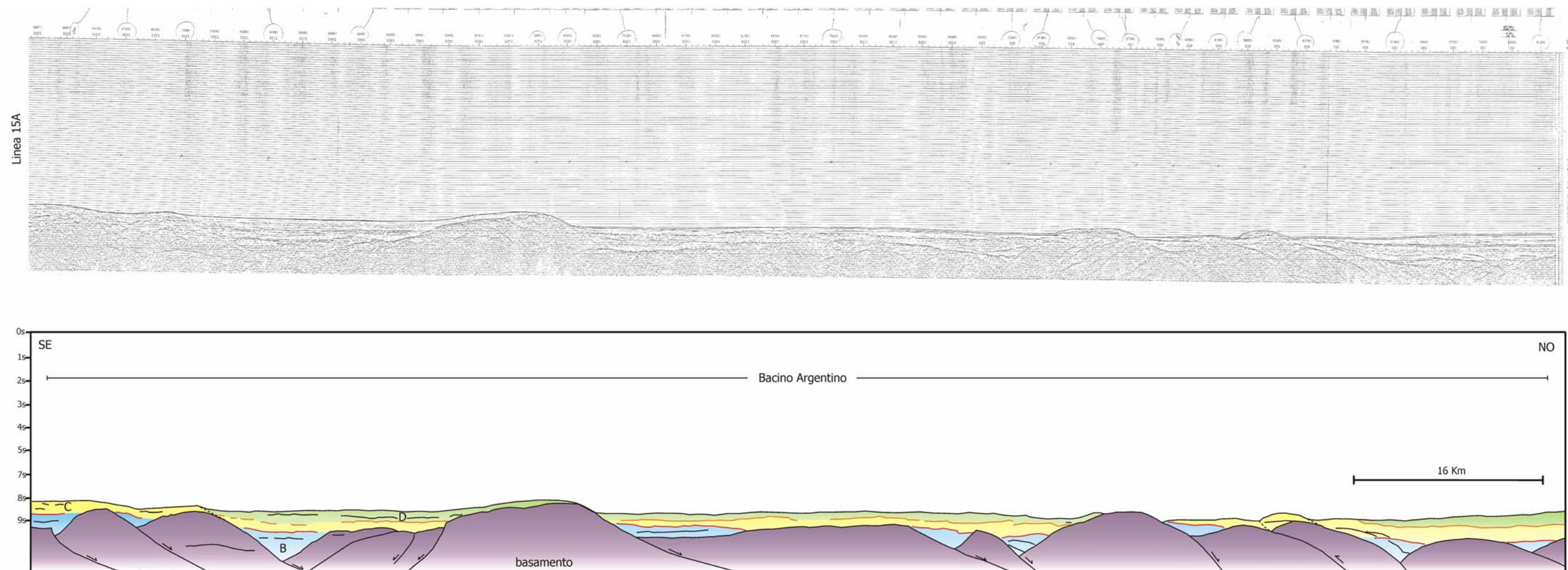


TAVOLA 15A.2. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

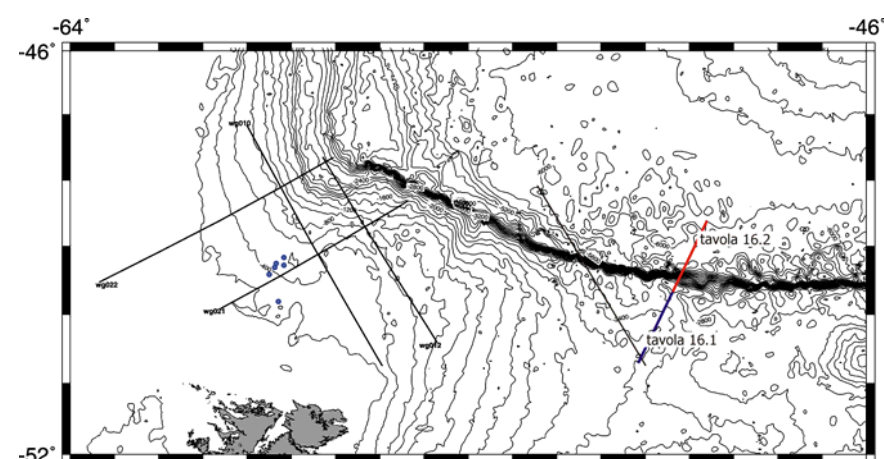
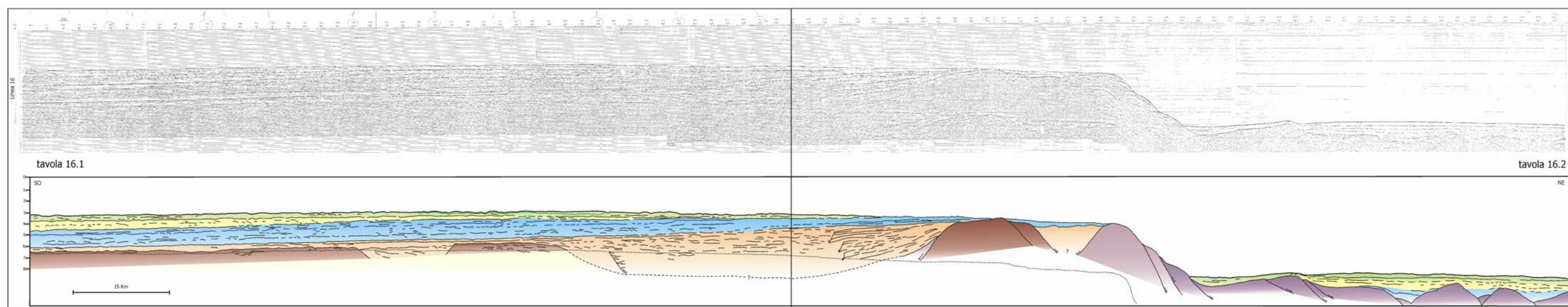


TAVOLA 16. Nel riquadro l'ubicazione del profilo e la sua suddivisione visibile nelle tavole 16.1 e 16.2. In rosso la tavola 16.1 in blu la tavola 16.2

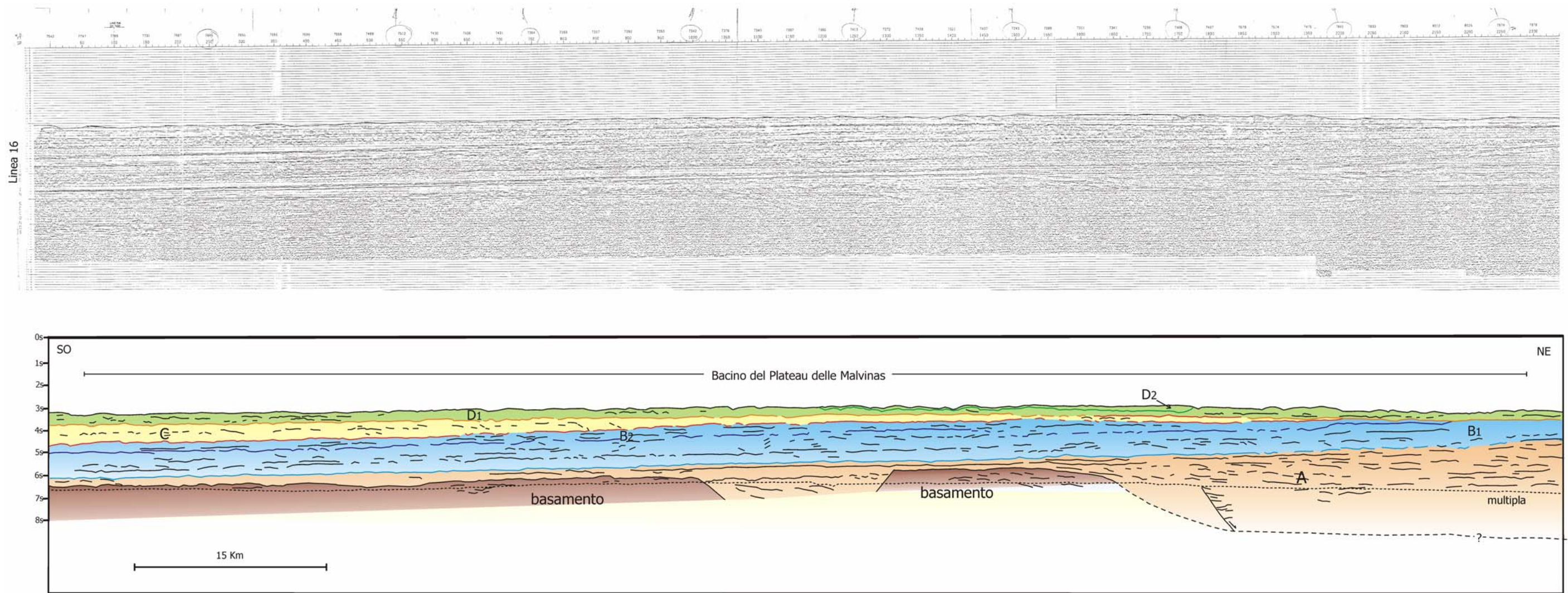


TAVOLA 16.1. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

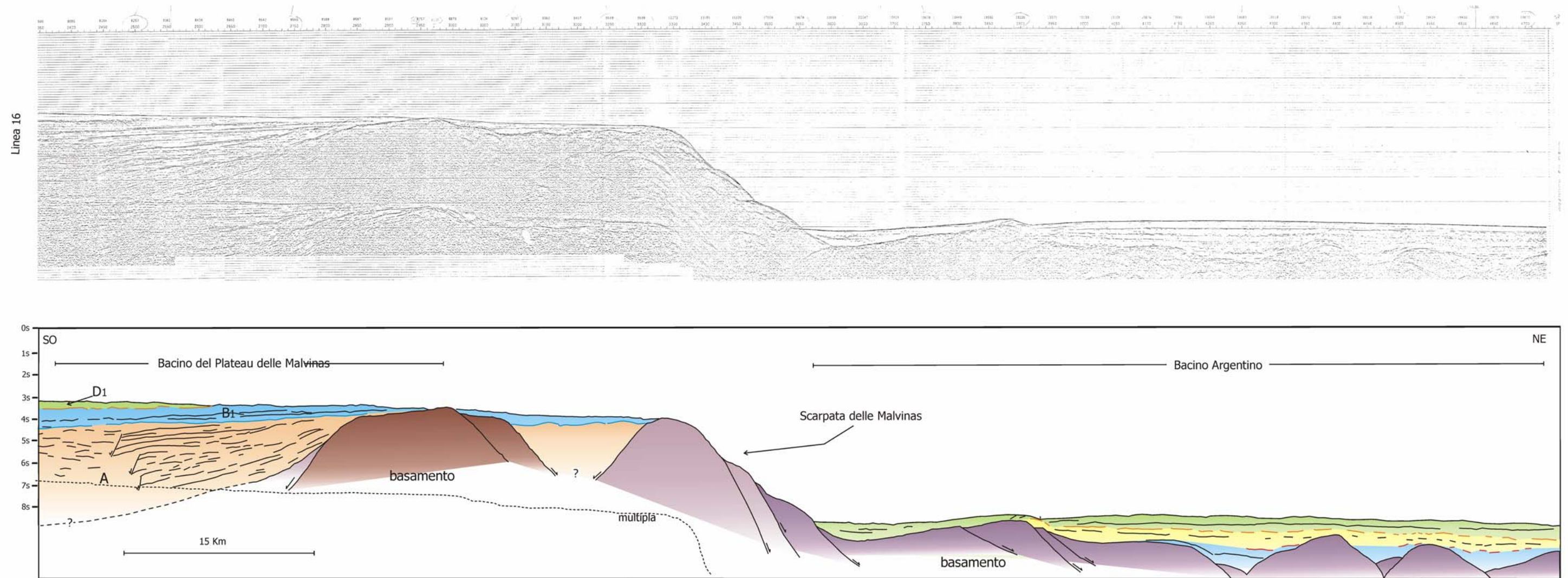


TAVOLA 16.2. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

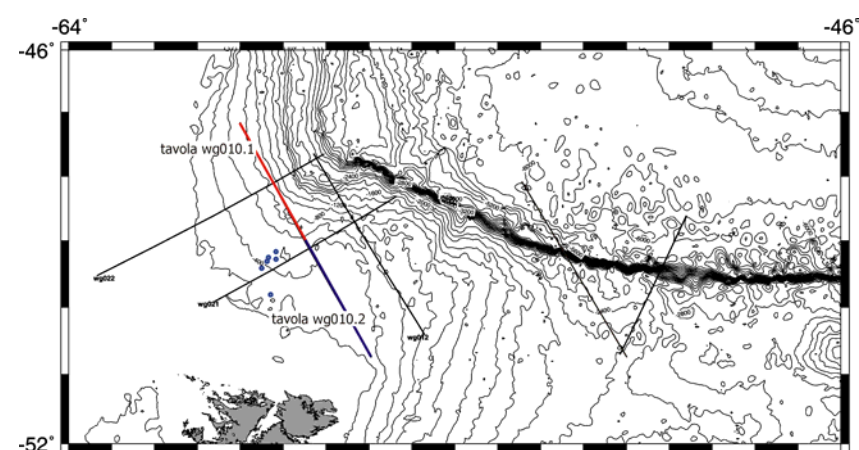
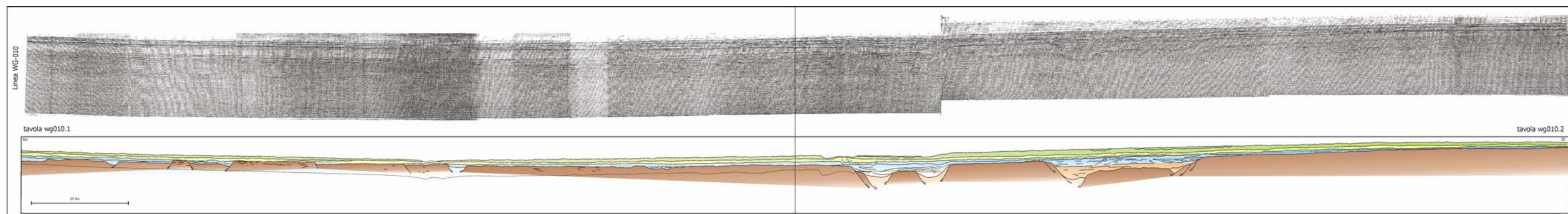


TAVOLA wg010. Nel riquadro l'ubicazione del profilo e la sua suddivisione visibile nelle tavole wg010.1 e wg010.2. In rosso la tavola wg010.1 in blu la tavola wg010.2

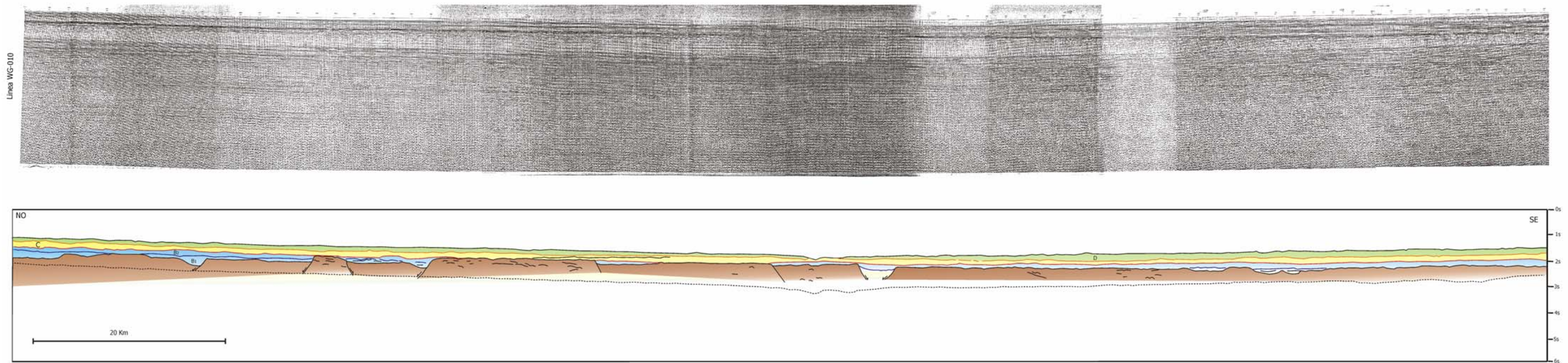


TAVOLA wg010.1. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

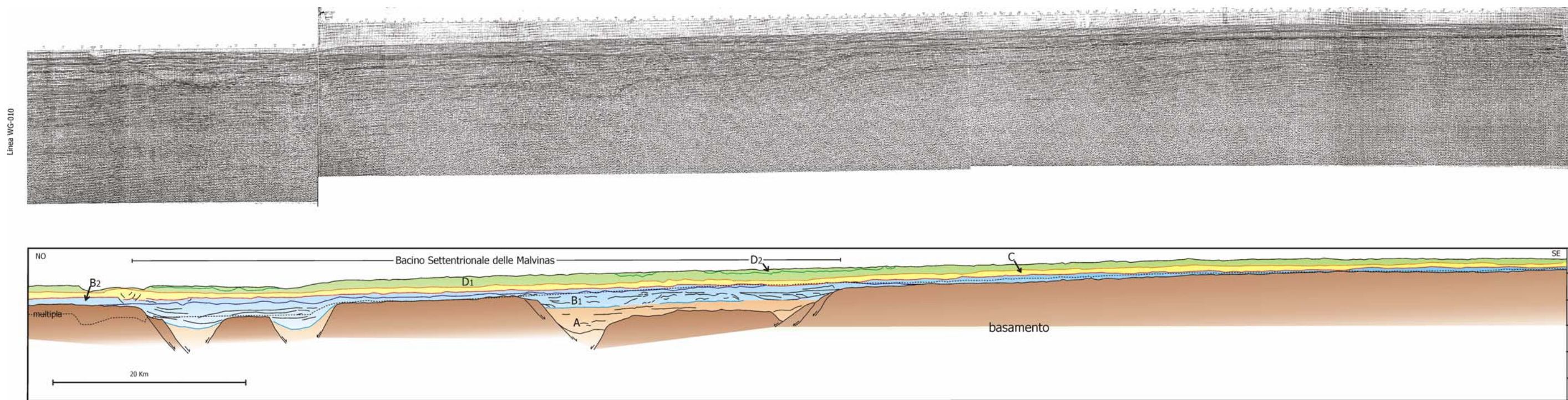


TAVOLA wg010.2. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

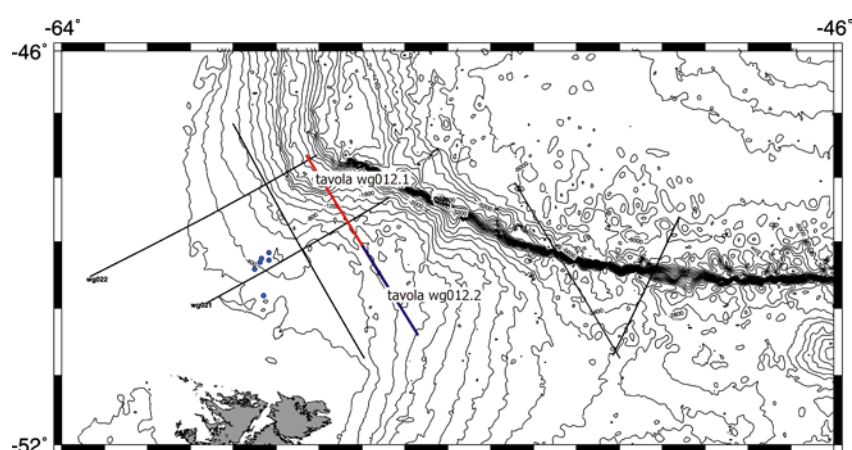
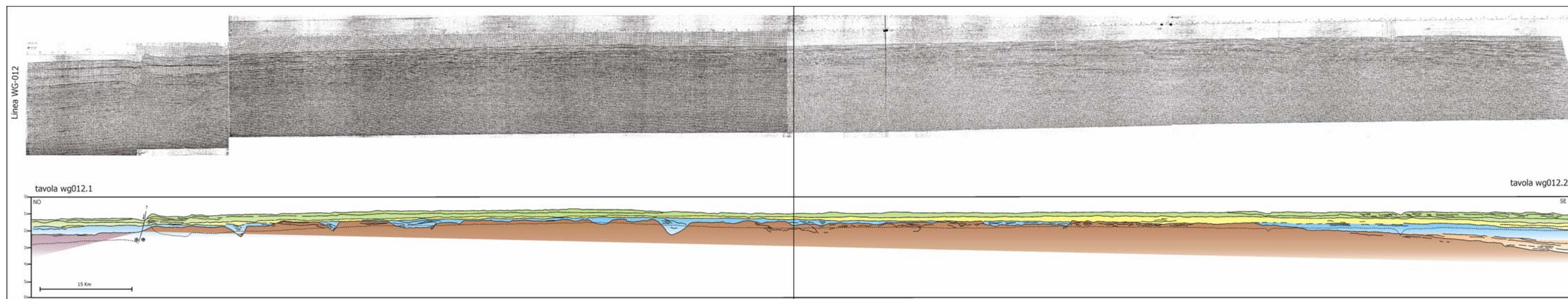


TAVOLA wg012. Nel riquadro l'ubicazione del profilo e la sua suddivisione visibile nelle tavole wg012.1 e wg012.2. In rosso la tavola 16.1 in blu la tavola 16.2

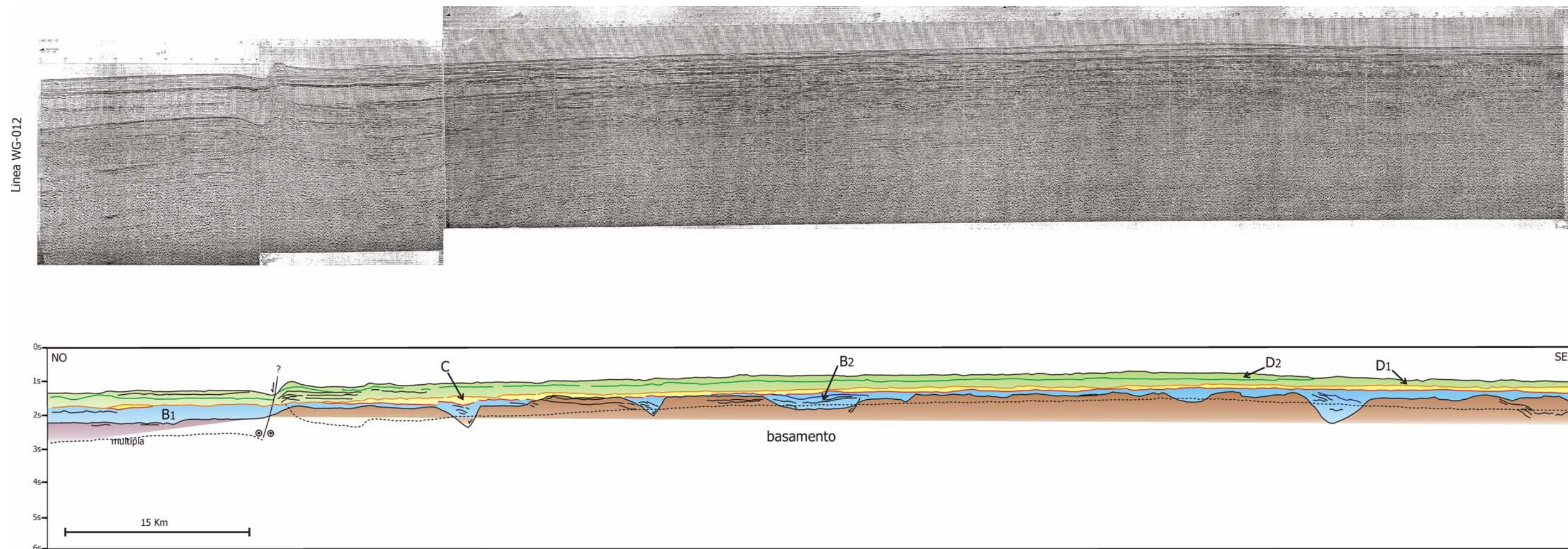


TAVOLA wg012.1. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

Linea WG-012

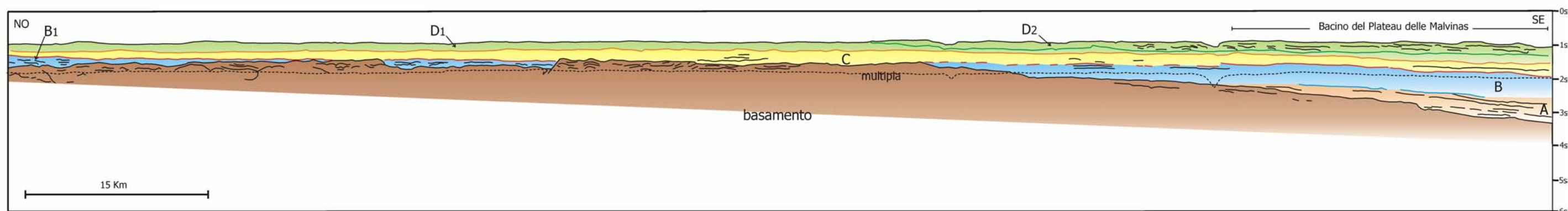
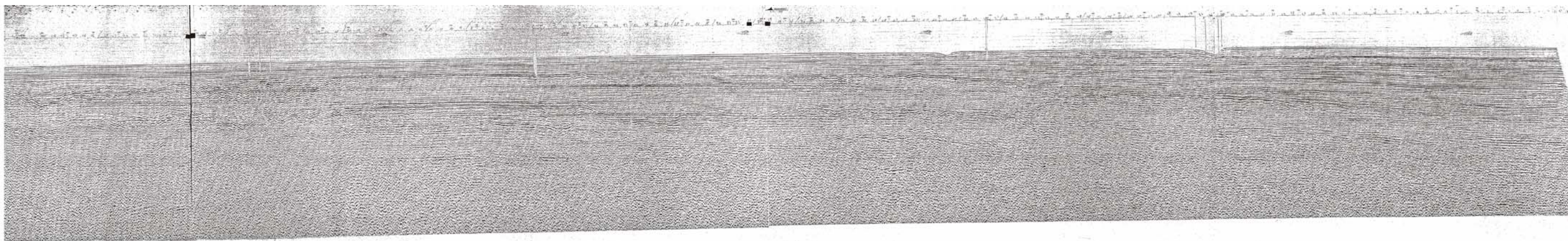


TAVOLA wg012.2. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

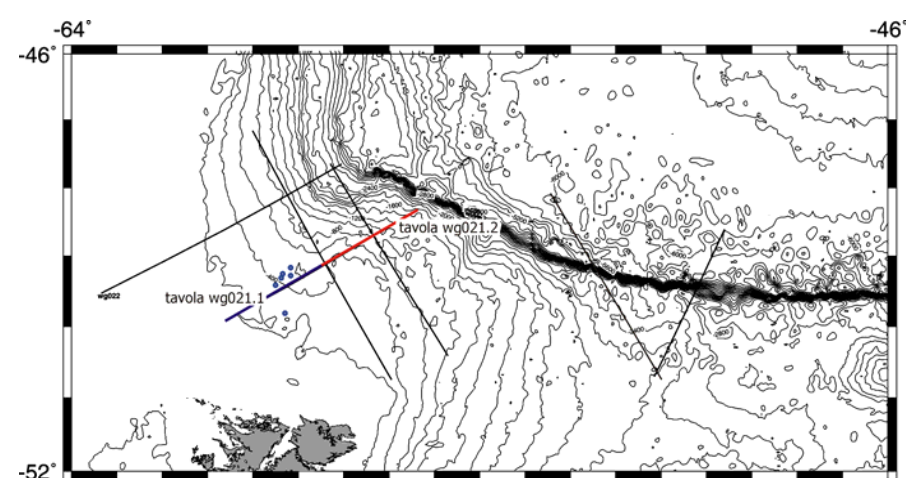
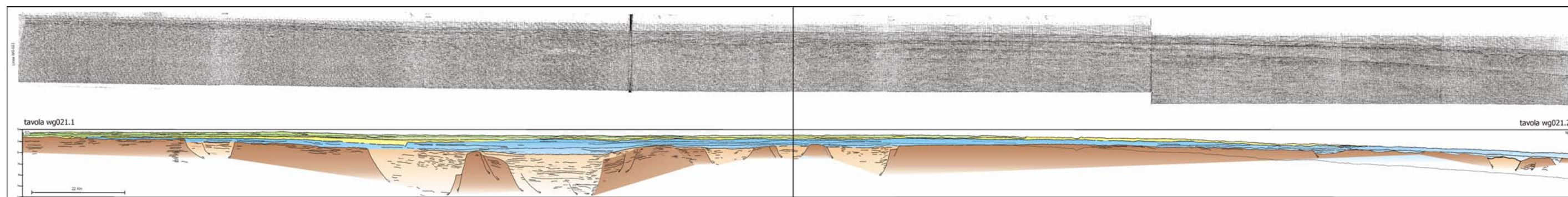


TAVOLA wg021. Nel riquadro l'ubicazione del profilo e la sua suddivisione visibile nelle tavole wg021.1 e wg021.2. In rosso la tavola wg021.1 in blu la tavola wg021.2

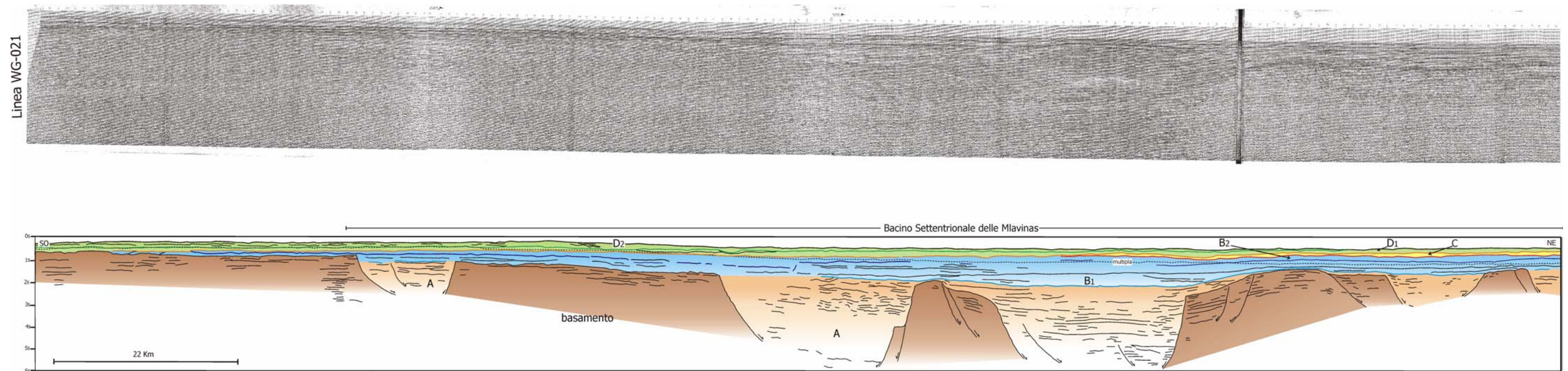


TAVOLA wg021.1. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

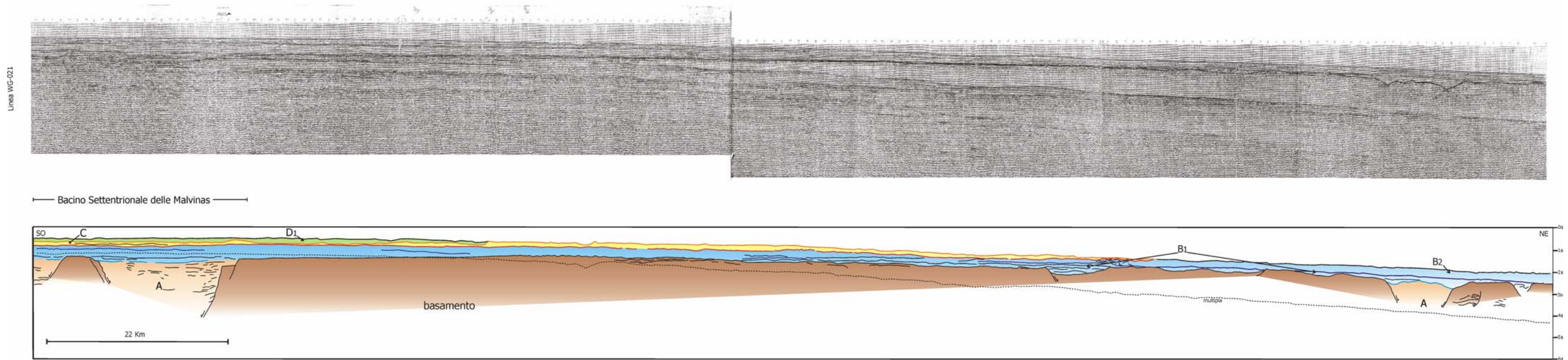


TAVOLA wg021.2. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

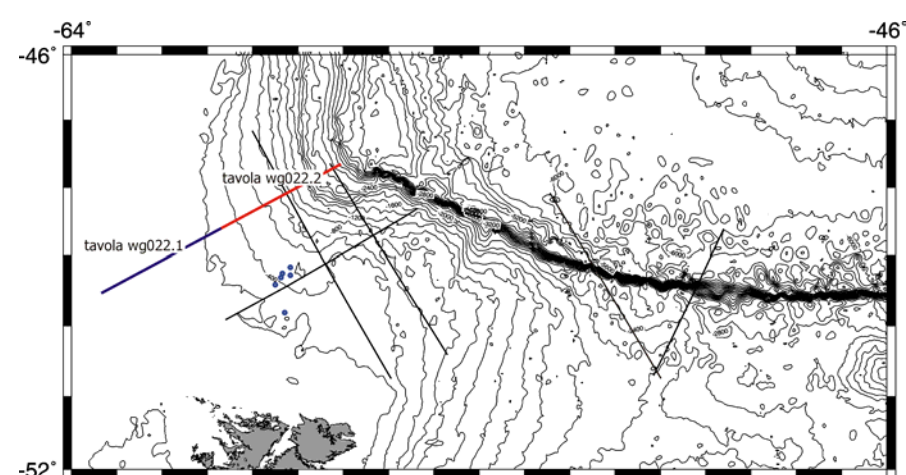
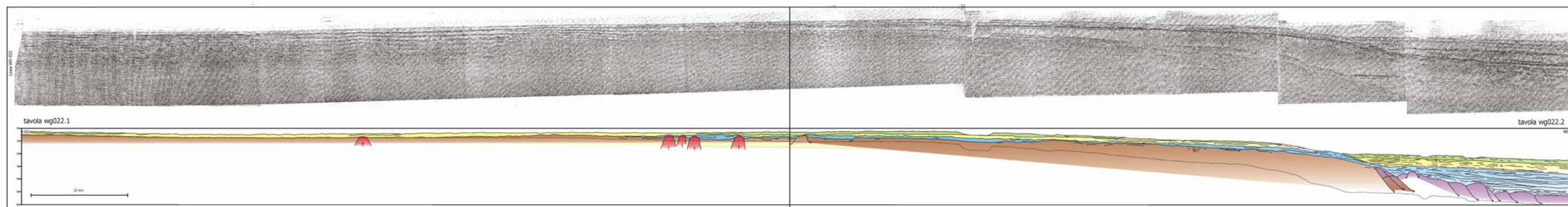


TAVOLA wg022. Nel riquadro l'ubicazione del profilo e la sua suddivisione visibile nelle tavole wg022.1 e wg022.2. In rosso la tavola wg022.1 in blu la tavola wg022.2

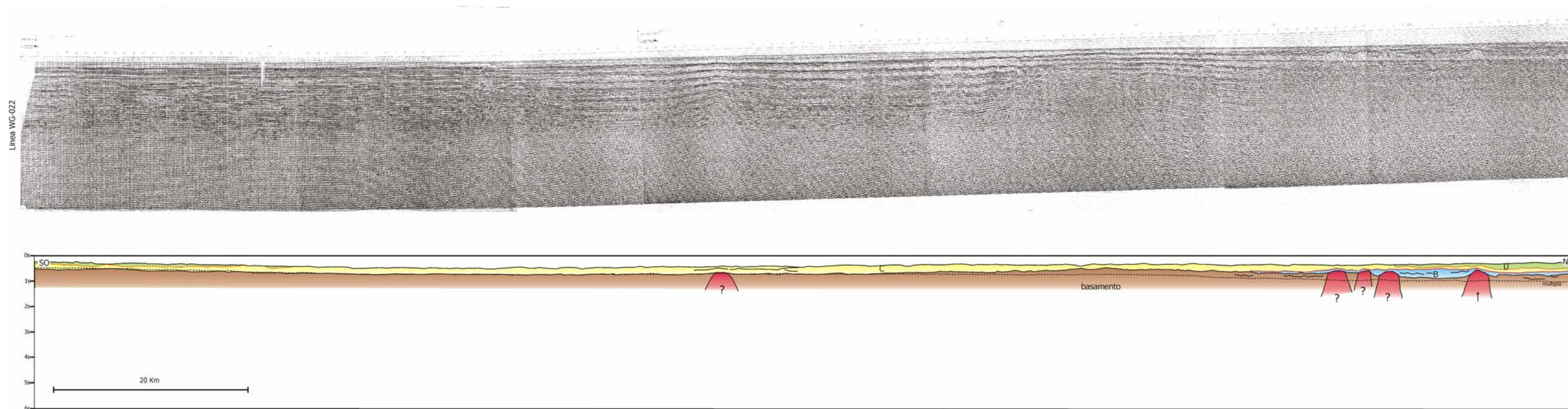


TAVOLA wg022.1. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

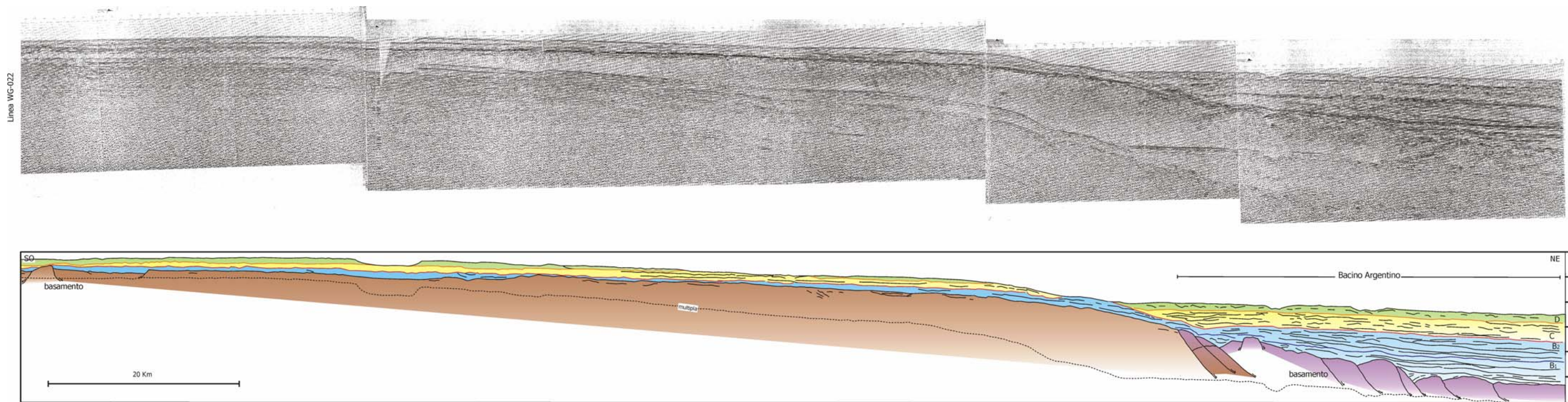


TAVOLA wg022.2. Per la descrizione delle unità e delle discontinuità consultare la figura 5.10.

Capitolo 6 – Tettonica

Nella parte introduttiva (capitolo 2) in cui viene descritta l'area oggetto di studio, si è notato come, all'interno di essa, si sovrappongano distinti tipi di stili strutturali, legati a diversi eventi di tettonica regionale che hanno dato origine alla configurazione geologica e morfologica attuale dell'area di congiunzione tra la Piattaforma Continentale Argentina ed il Plateau delle Malvinas, includendo la parte più meridionale del Bacino Argentino a nord della zona di frattura Agulhas-Malvinas.

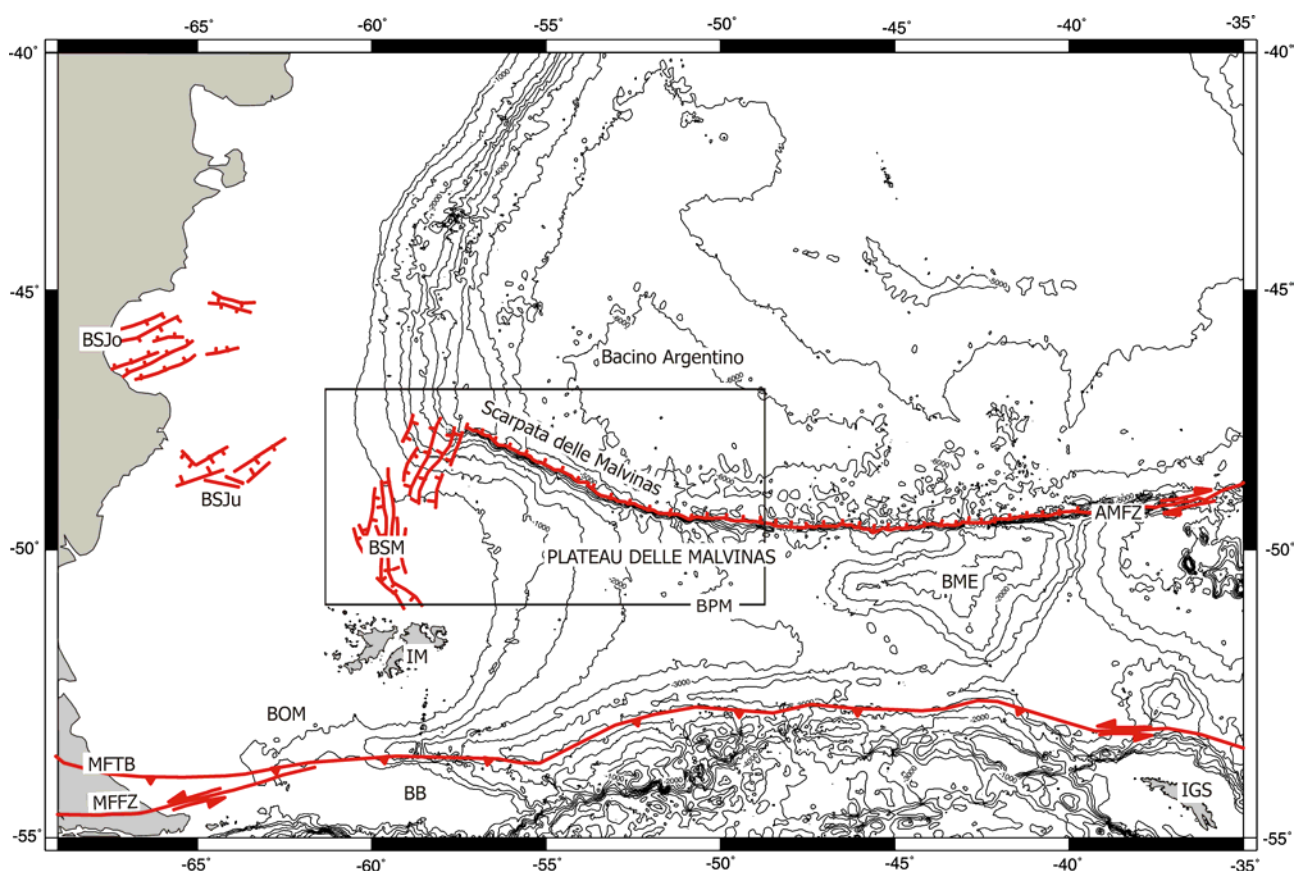


Figura 6.1. Mappa strutturale (batimetriche ogni 500 m) della parte più meridionale della Piattaforma Continentale Argentina e del Plateau delle Malvinas. In rosso le principali strutture che interessano quest'area, il riquadro nero delimita l'area oggetto di studio. AMFZ: Agulhas-Malvinas Fracture Zone; BB: Banco di Burdwood; BME: Banco di Maurice Ewing; BOM: Bacino Occidentale delle Malvinas; BSJo: Bacino di San Jorge; BSJu: Bacino di San Julian; BPM: Bacino del Plateau delle Malvinas; BSM: Bacino Settentrionale delle Malvinas; IGS: Isole della Georgia del Sud; IM: Isole Malvinas; MFFZ: Magallanes_Fagnano Fracture Zone; MFTB: Magallanes Fold and Thrust Belt.

In questo capitolo verranno esposti i differenti tipi di strutture che coinvolgono il basamento e le unità sismo-stratigrafiche fin qui analizzate. Le diverse strutture verranno associate ai principali eventi tettonici che hanno influenzato l'area di studio. Questi eventi tettonici regionali possono essere suddivisi in questo modo: Fase 1, Fase 2, Fase 3, Fase 4, Fase 5.

6.1. Fase 1

Il basamento è interessato da due importanti sistemi di faglie trascorrenti, (figura 6.2). Uno di essi costituisce la zona di frattura Agulhas Malvinas, la quale delimita il Plateau delle Malvinas a Nord (figura 6.2) ed è visibile attraverso la Scarpata delle Malvinas, presentando una forte componente diretta, che, molto probabilmente, è successiva all'attivazione della faglia trascorrente (figura 6.2, tavole 15A.1 e 16.2). L'attività di queste faglie trascorrenti ha causato assottigliamento crostale in corrispondenza del Plateau e del Bacino Settentrionale delle Malvinas.

Molto probabilmente è legata a questa fase la formazione del Bacino del Plateau delle Malvinas con la messa in posto di basalti sul fondo (Lorenzo & Mutter , 1988).

La seconda struttura, molto importante, che interessa il basamento in questa fase, è osservabile nella tavola wg012.1. Essa sembra essere la causa della grande rientranza morfologica nel punto dove la zona di frattura Agulhas-Malvinas incontra la piattaforma continentale (figura 6.1 e 6.2). Inoltre il suo andamento coincide con l'andamento dell'asse maggiore del graben che forma il Bacino Settentrionale delle Malvinas, in particolare essa presenta lo stesso andamento della faglia diretta principale sul fianco occidentale del bacino (tavola wg21.1).

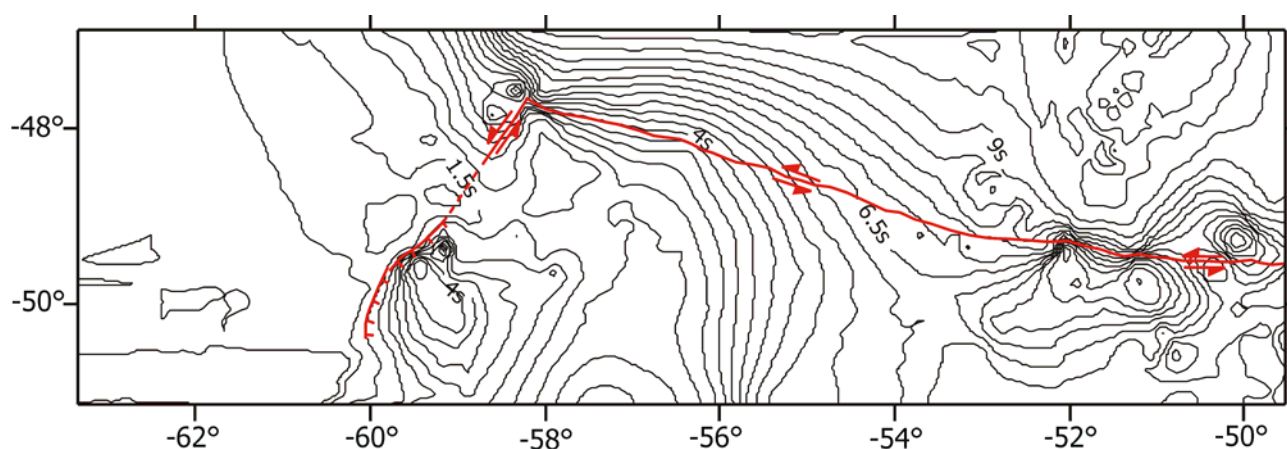


Figura 6.2. Mappa delle isobate del basamento (in secondi twt, ogni 0,5 secondi). In rosso le strutture principali che hanno interessato il basamento durante la fase di attivazione della faglia trasforme Agulhas-Malvinas e la formazione di bacini intracontinentali. Le frecce viola indicano la fuoriuscita di materiale basaltico.

6.2. Fase 2

Questo stadio, vede il proseguire dell'attività delle faglie trascorrenti. In Particolare, durante questo intervallo l'attività trasensiva delle faglia trascorrente Agulhas Malvinas e della faglia trascorrente a nord delle Isole Malvinas, porta allo sviluppo delle faglie dirette che delimitano il Bacino del Plateau delle Malvinas (figura 6.3), visibili nei profili sismici a sud della scarpata (tavole 15A.1 e 16.1) ed il

Bacino settentrionale delle Malvinas (tavole wg021.1 e wg010.2), donando ad essi la configurazione, dal punto di vista morfo-strutturale, visibile oggi.

A questa stessa fase sono ascrivibili le faglie dirette sin-sedimentarie che si osservano all'interno dell'unità A (tavole 16.2 e wg021.1).

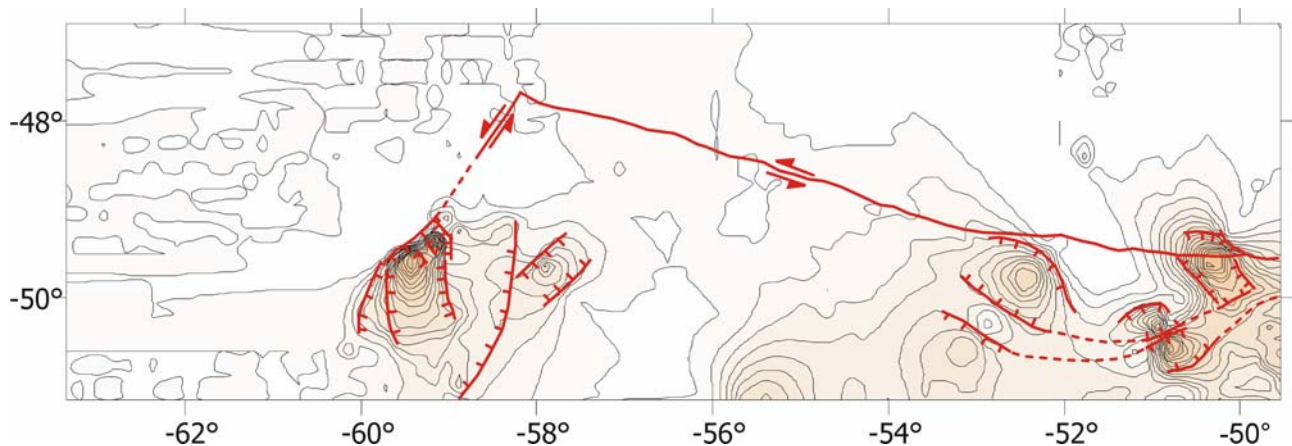


Figura 6.3. Mappa delle isopache dell'unità A (in secondi twt, ogni 0,2 secondi). In rosso le strutture principali che hanno interessato il basamento durante la prima fase di rottura del continente Gondwana, sono evidenziate le strutture distensive legate all'attività trastensiva delle faglie trasformi.

6.3. Fase 3

Aumenta la componente diretta dei due sistemi di faglie trascorrenti. In particolare, lungo la Zona di Frattura Agulhas-Malvinas, comincia a delinearsi morfologicamente la Scarpata delle Malvinas così come la conosciamo oggi. Questa forte componente diretta potrebbe essere legata alla subduzione in atto lungo il margine tra il plateau e la Placca di Scozia (figura 6.4, 6.5, tavole 15A.1 e 16.2). L'attività trastensiva della zona di frattura continua a influenzare la morfologia del basamento e delle unità sovrastanti nel settore nord-orientale, in corrispondenza del bacino argentino (figura 6.4, tavole 15A.2, 16, wg022.2).

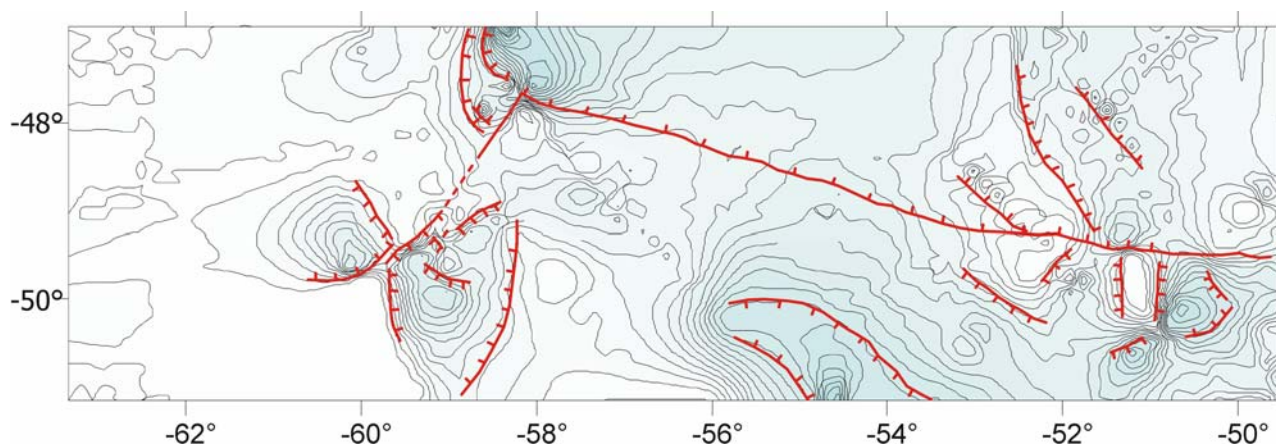


Figura 6.4. Mappa delle isopache dell'unità B (in secondi twt, ogni 0,1 secondi). In rosso le strutture principali che hanno interessato il basamento durante la fase di *rifting* avanzato con sviluppo della zona di frattura Agulhas-Malvinas e l'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale (Cretaceo medio-Cretaceo superiore)

6.4. Fase 4

L'ultimo contatto tra il Sud Africa ed il Plateau delle Malvinas avviene circa 93 Ma fa (Martin & Hartnady, 1986; Reeves, 2000).

La componente diretta delle faglie finora descritte continua ad essere predominante.

Alla fine di questo stadio si ha un sollevamento regionale, molto probabilmente legata all'orogenesi andina, che porta ad un'estesa disconformità regionale al passaggio Cretaceo-Paleogene, che taglia le unità B e C (riflettore r5, figura 5.10, tavole 15A.1 e 16.1).

Durante questa fase si ha la deposizione dell'unità C, correlabile a sedimenti pelagici di mare profondo.

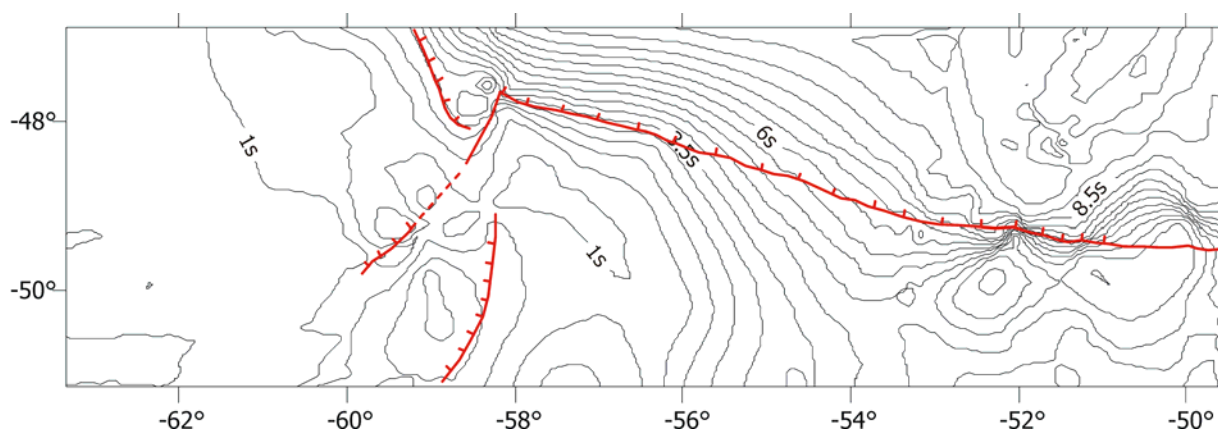


Figura 6.5. Mappa della superficie individuata da riflettore r4 (vedi figura 5.10). In rosso le principali strutture preesistenti che intersecano questa superficie (isobate in secondi twt, ogni 0,5s).

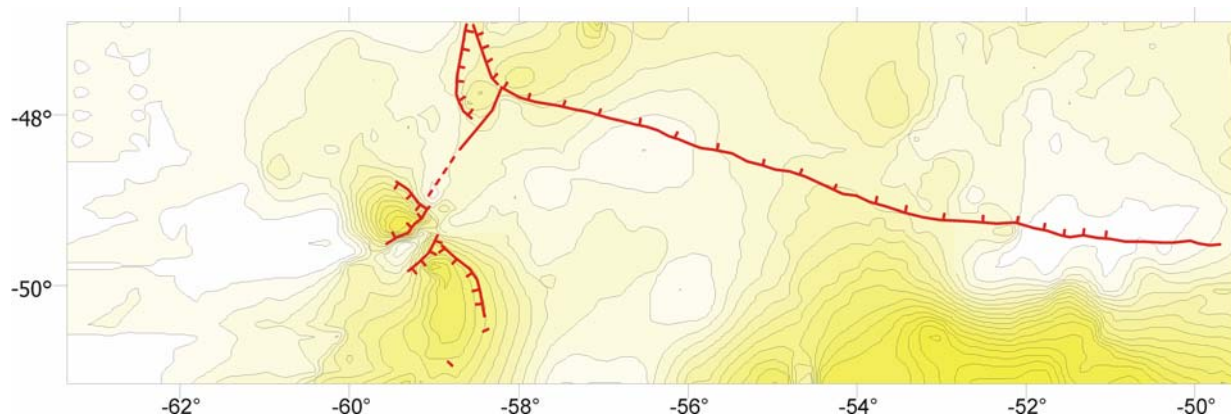


Figura 6.6. Mappa delle isopache dell'unità C in cui sono evidenziate le strutture ancora attive (in rosso) durante la fase di allontanamento del Plateau delle Malvinas dalla punta più meridionale del Sud Africa (Cretaceo superiore).

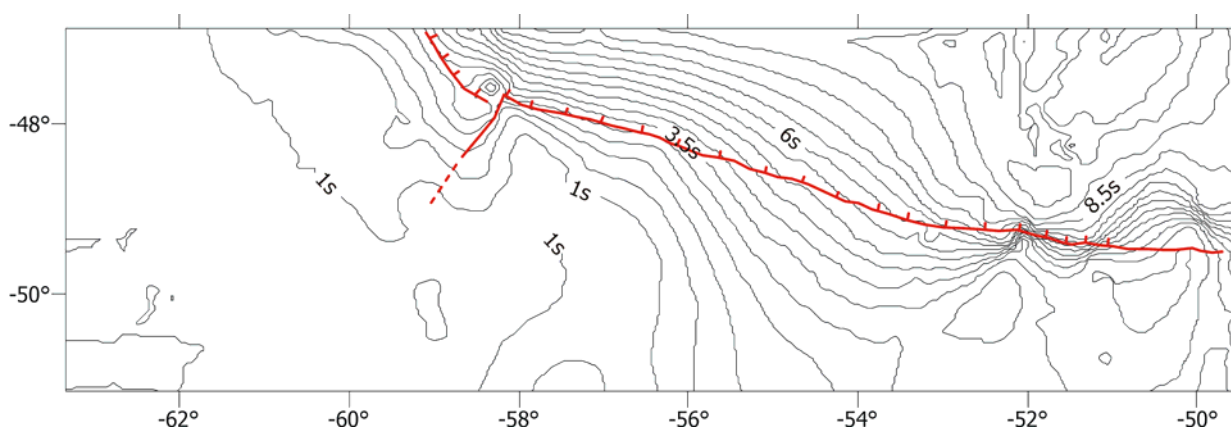


Figura 6.7. Mappa della superficie individuata da riflettore **r5** (vedi figura 5.10). In rosso le principali strutture preesistenti che intersecano questa superficie (isobate in secondi twt, ogni 0,5s).

6.5. Fase 5

Durante questa ultima fase, si attenua e termina l'attività della faglia trasforme Agulhas-Malvinas. Facendo riferimento alla figura 4.3 dell'età della crosta oceanica è possibile osservare come l'*offset* diminuisca andando verso est, verso la dorsale medio-atlantica.

L'unità D non è interessata da strutture importanti, essa sembra che drappeggi la paleo-superficie sottostante, colmando tutte le depressioni e coprendo le strutture pre-esistenti (figura 5.9). Solo in corrispondenza del Bacino Argentino, in prossimità della Scarpata delle Malvinas questa unità viene coinvolta dall'attività di faglie dirette, il cui movimento coinvolge anche le unità sottostanti.

Poiché la stessa discontinuità r6 e l'unità D₂ sono troncati dalla superficie del fondo oceanico, si presume che attualmente ci troviamo in una fase erosiva.

Capitolo 7 – Interpretazione Geofisica

In questo capitolo si presenta l'analisi della distribuzione, con la successiva interpretazione, delle principali anomalie magnetiche e gravimetriche di aria libera registrate nell'area in esame. Attraverso questo studio, è stato possibile ottenere informazioni sulla natura crostale delle sotto-unità che costituiscono basamento acustico (basamento continentale ed oceanico), le loro geometrie e la loro orientazione.

L'analisi dei dati sismo-stratigrafici, integrata con l'analisi ed elaborazione dei dati di anomalia gravimetrica e magnetica, porterà alla presentazione di una mappa dei principali corpi geologici e delle principali strutture coinvolte dall'attività della zona di frattura Agulhas Malvinas.

7.1. Analisi ed elaborazione dei dati di anomalia gravimetrica

I dati di anomalia gravimetrica di aria libera qui presentati provengono dalla banca dati *online* del *National Geophysical Data Center* del *National Oceanic & Atmospheric Administration*. In particolare sono stati impiegati dati satellitari di anomalia gravimetrica e dati acquisiti durante campagne oceanografiche (vedi tabella 4.8). I primi sono stati utilizzati per la creazione di una mappa generale e di dettaglio di anomalia gravimetrica dell'area oggetto di studio; i secondi sono stati utilizzati per un confronto diretto con i profili sismici interpretati.

L'osservazione della distribuzione areale delle anomalie gravimetriche ha permesso di individuare due zone particolari.

(i) Una zona è caratterizzata da valori positivi di anomalia, che variano tra 0 e +40 mGal. Quest'area corrisponde prevalentemente alla Piattaforma Continentale Argentina. I valori più alti si possono osservare in prossimità delle Isole Malvinas, dove si raggiungono i +40 mGal (figura 7.1), mentre le aree con i valori più bassi (0 mGal) si osservano in corrispondenza dei bacini intra-piattaforma come i bacini di San Jorge e di San Julian (per l'ubicazione figura 2.1). A sud delle Isole Malvinas, in corrispondenza della Fossa delle Malvinas è visibile una forte anomalia negativa (fino a -140 mGal, figura 7.1) testimonianza di una probabile zona di subduzione alle spalle della Dorsale di Scozia (evidenziata, invece da forti valori positivi, fino a +100 mGal).

(ii) a nord-est della piattaforma continentale è visibile, invece, un'area caratterizzata da valori negativi di anomalia gravimetrica (da -10 a -100 mGal). Quest'area corrisponde al settore più meridionale del Bacino Argentino. Da notare che i valori di anomalia negativa più bassi si registrano in corrispondenza della Scarpata delle Malvinas (sperando i -200 mGal, figura 7.3). In particolare, se esaminiamo i tre profili di anomalia gravimetrica che tagliano trasversalmente la scarpata (profili v3103, i1578 e v1710, figura 7.3), osserviamo che la Zona di Frattura Agulhas-

Malvinas si posiziona tra i punti di flesso delle curve ed i rispettivi picchi negativi, questi ultimi registrati in corrispondenza del piede della scarpata (figure 7.2 e 7.3). Questo picco di anomalia negativa si perde spostandoci verso ovest, mano a mano che ci avviciniamo alla piattaforma continentale e la zona di frattura perde la sua morfologia e la sua identità (figura 7.3 profilo v1710) fino a scomparire del tutto a nord delle Isole Malvinas, dove il passaggio dalla piattaforma continentale al bacino argentino viene registrata solo da un leggero flesso verso il basso della curva di anomalia (figura 7.4, profilo v3102).

All'interno del Plateau delle Malvinas, compreso tra le anomalie positive delle Isole Malvinas e del Banco di Maurice Ewing, è possibile osservare un'area ristretta, allungata in direzione della scarpata, caratterizzata da valori negativi di anomalia (oltre -50 mGal, figura 7.2). Su i due profili che attraversano quest'area (profili v3103 e i1578, figura 7.3) è possibile osservare che questo flesso negativo si registra proprio nella porzione settentrionale del Bacino del Plateau delle Malvinas.

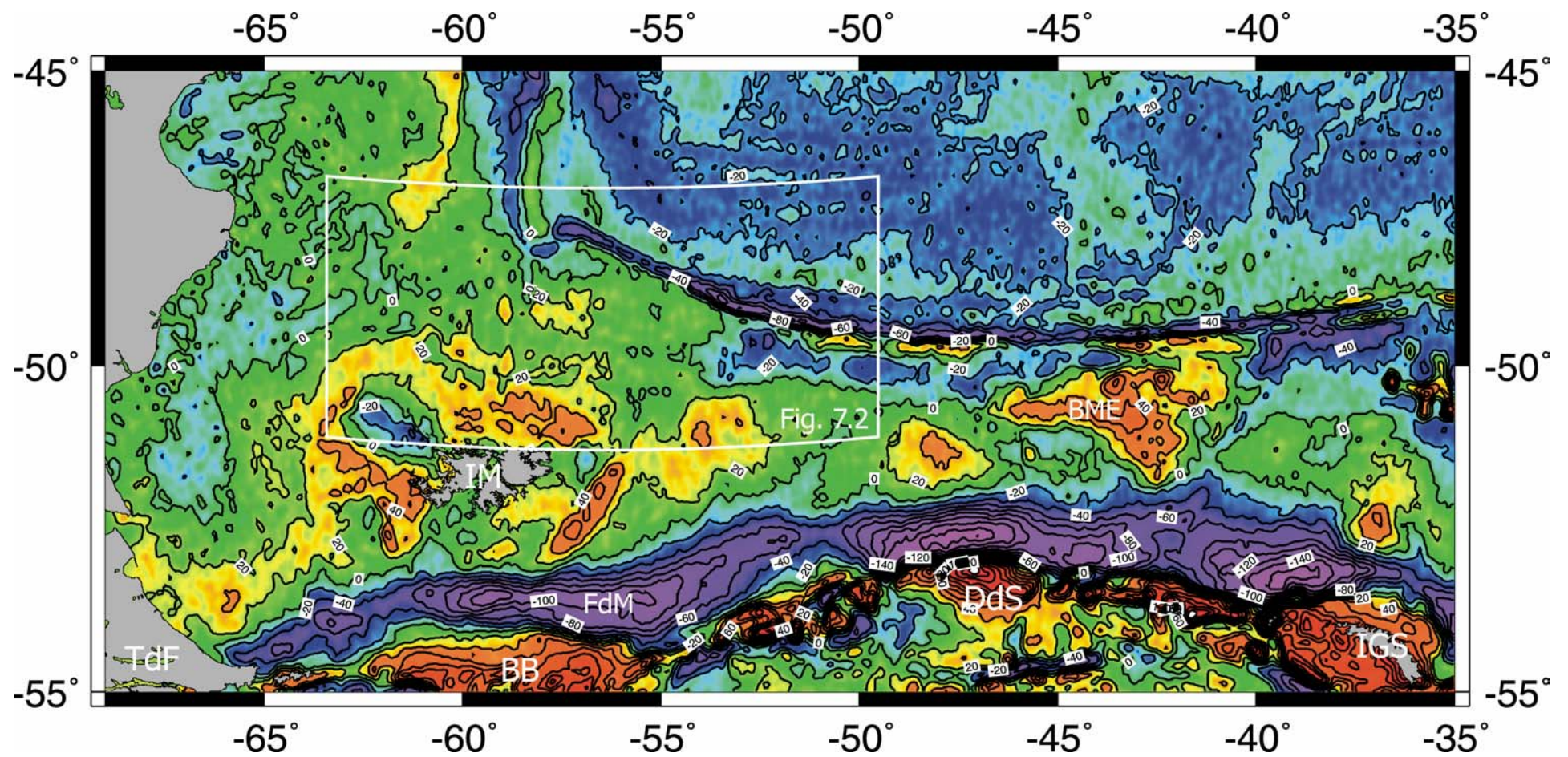


Figura 7.1. Mappa di anomalia gravimetrica di aria libera. BB: Banco di Burdwood; BME: Banco di Maurice Ewing, DdS: Dorsale di Scozia; FdM: Fossa delle Malvinas; IGS: Isole della Georgia del Sud; IM: Isole Malvinas; TdF: Terra del Fuoco.

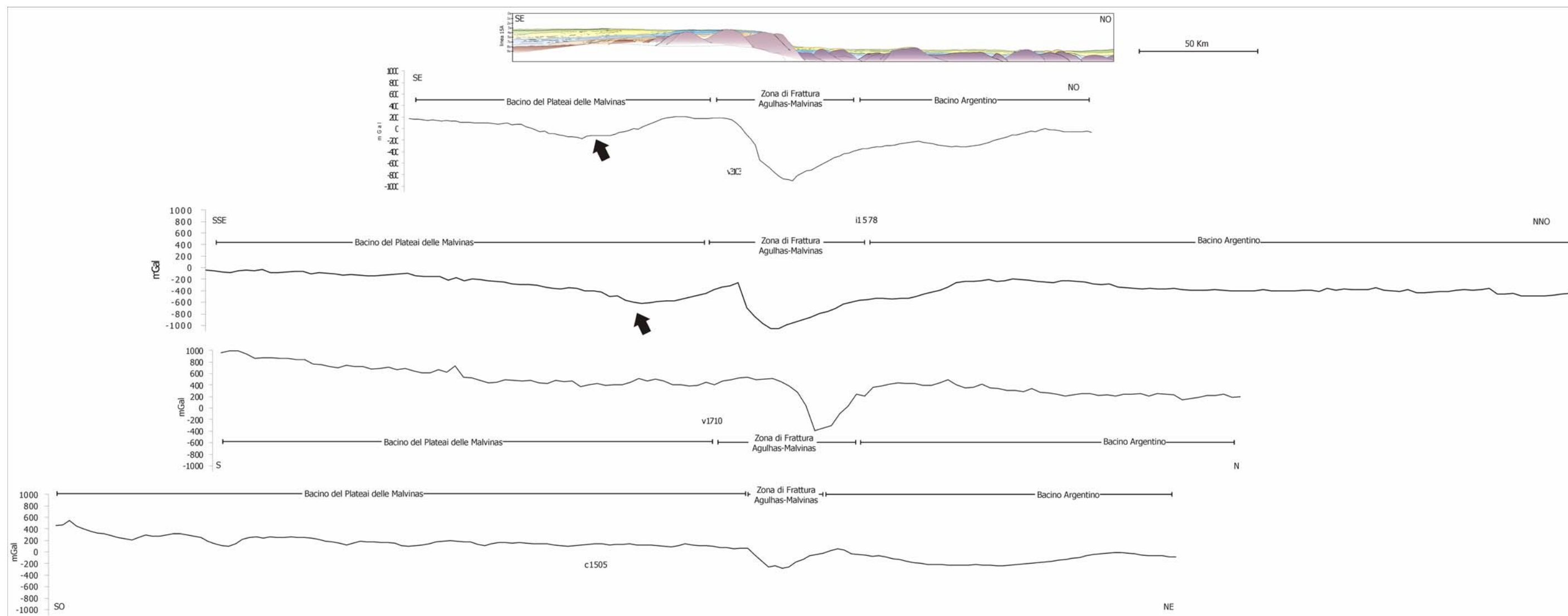


Figura 7.3. Profili di anomalia gravimetrica. In alto l'interpretazione del profilo sismico 15A. Le frecce nere indicano l'anomalia negativa registrata a ridosso della Scarpata delle Malvinas (vedi figura 7.2). Da notare la diminuzione dell'ampiezza del picco di anomalia negativa che caratterizza la zona di frattura e che si attenua procedendo da est verso ovest. Notare anche come l'anomalia negativa a sud della Zona di frattura Agulhas-Malvinas sia visibile solo sui profili che attraversano la ristretta area a ridosso della scarpata, perdendosi procedendo verso ovest.

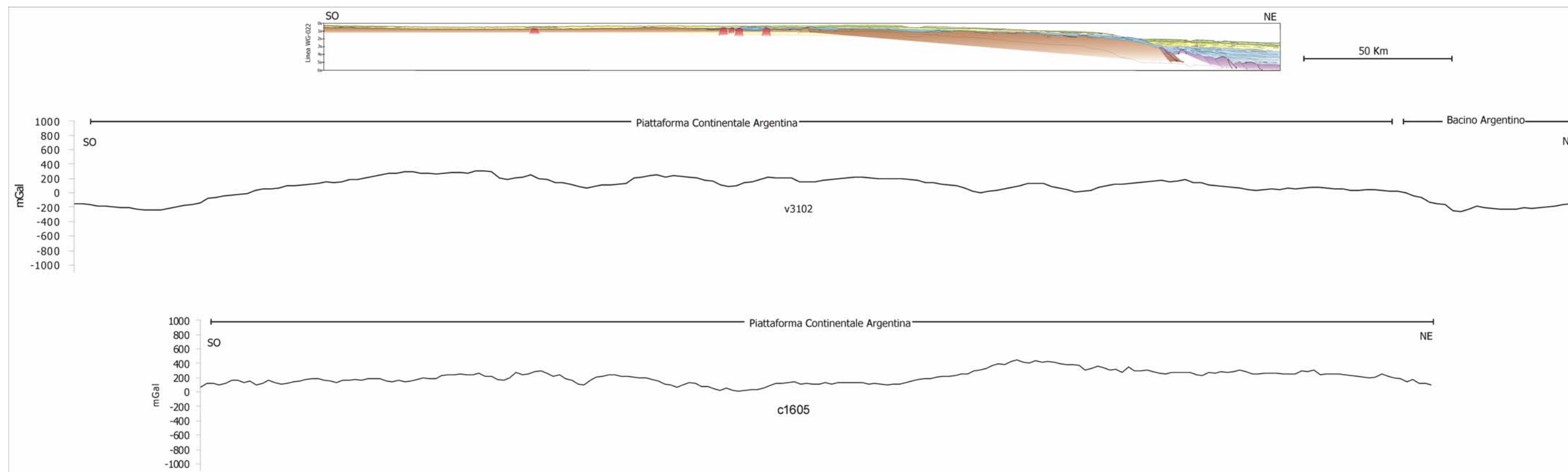


Figura 7.4. Profili di anomalia gravimetrica. In alto l'interpretazione del profilo sismico wg022. Da notare l'assenza di forti anomalie, sia esse positive che negative.

7.2. Analisi ed elaborazione dei dati di anomalia magnetica

Per questo studio sono stati utilizzati dati di anomalia magnetica acquisiti durante diverse campagne oceanografiche (vedi tabella 4.8).

Questi dati, così come quelli gravimetrici sopra descritti, sono stati utilizzati per la creazione di mappe di anomalia magnetica e di profili di anomalia impiegati nel confronto con i profili sismici interpretati.

Dalla figura 7.5 si può osservare come le anomalie magnetiche, al contrario di quelle gravimetriche, non seguano l'andamento delle principali unità morfo-strutturali dell'area.

Le principali anomalie osservabili all'interno dell'area oggetto di studio si registrano in corrispondenza del Bacino Settentrionale delle Malvinas, del Bacino Argentino e del Plateau delle Malvinas (figura 7.5).

In corrispondenza del Bacino Settentrionale delle Malvinas si registra una forte anomalia magnetica negativa, con valori che raggiungono i -3000 nT (figura 7.6). Questa anomalia ha una distribuzione areale alla zona occupata dal bacino. Da notare, inoltre, che in prossimità del bacino settentrionale sono registrati dei piccoli picchi di anomalia positiva. Questi picchi si trovano in corrispondenza della serie di corpi intrusivi osservati sul profilo wg022 e che tagliano il basamento continentale (figura 7.8, profilo v3102).

All'interno del Bacino Argentino è osservabile, invece una marcata anomalia magnetica positiva. Questa anomalia ha un andamento lineare ed obliquo rispetto all'andamento generale della dorsale medio-atlantica. Lungo questa anomalia si registrano valori oltre i +3000 nT. Si potrebbe ipotizzare, per spiegare questo andamento obliquo, il frazionamento e lo spostamento dei corpi che generano questa anomalia da parte di zone di taglio parallele alla Zona di frattura Agulhas-Malvinas.

All'interno dell'area oggetto di studio, la zona di frattura principale è evidenziata da una marcata anomalia negativa, con un andamento lineare parallelo a quello della scarpata, caratterizzata da valori fino a 3200 nT (figura 7.6 e 7.7).

Molto interessanti sono le anomalie magnetiche positive registrate in corrispondenza del Plateau delle Malvinas. Esse si trovano a sud della scarpata, nel settore settentrionale del Bacino delle Malvinas. Questi picchi positivi raggiungono valori di +5000 nT (figura 7.7) e si concentrano nella stessa area delle anomalie gravimetriche di aria libera negative osservate in precedenza (figura 7.2 e 7.3, profili v3103 ed i1578). La vicinanza di questo picco positivo al picco negativo che caratterizza la zona di frattura, fa sì che tutti i profili che attraversano quest'area presentino un forte gradiente verso nord in corrispondenza della Scarpata delle Malvinas (figura 7.7, profili v3103 e c2106). Facendo un confronto con i profili di anomalia magnetica più ad ovest, sulla piattaforma

continentale, si può osservare come questo gradiente vada diminuendo fino a scomparire, mano a mano che la zona di frattura perde la sua importanza (figura 7.7, profilo i1578 e figura 7.8, tutti i profili).

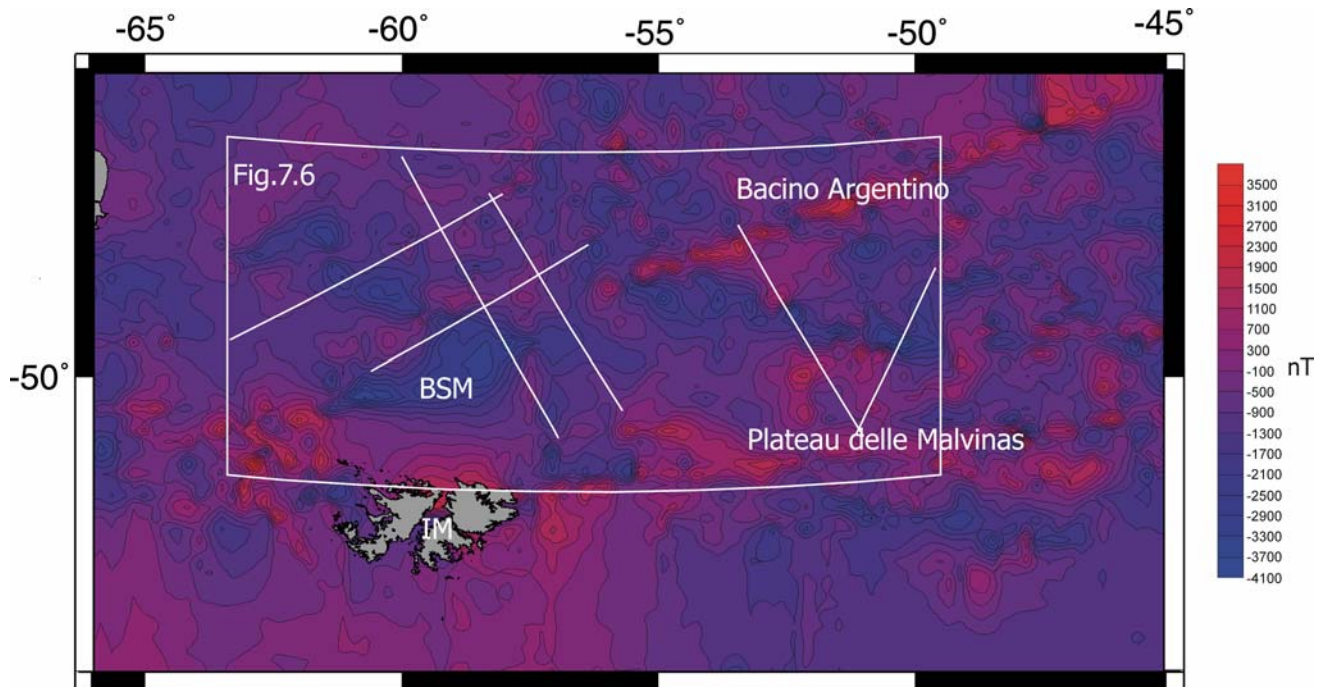


Figura 7.5. Mappa di anomalia magnetica relativa. BSM: Bacino Settentrionale delle Malvinas; IM: Isole Malvinas

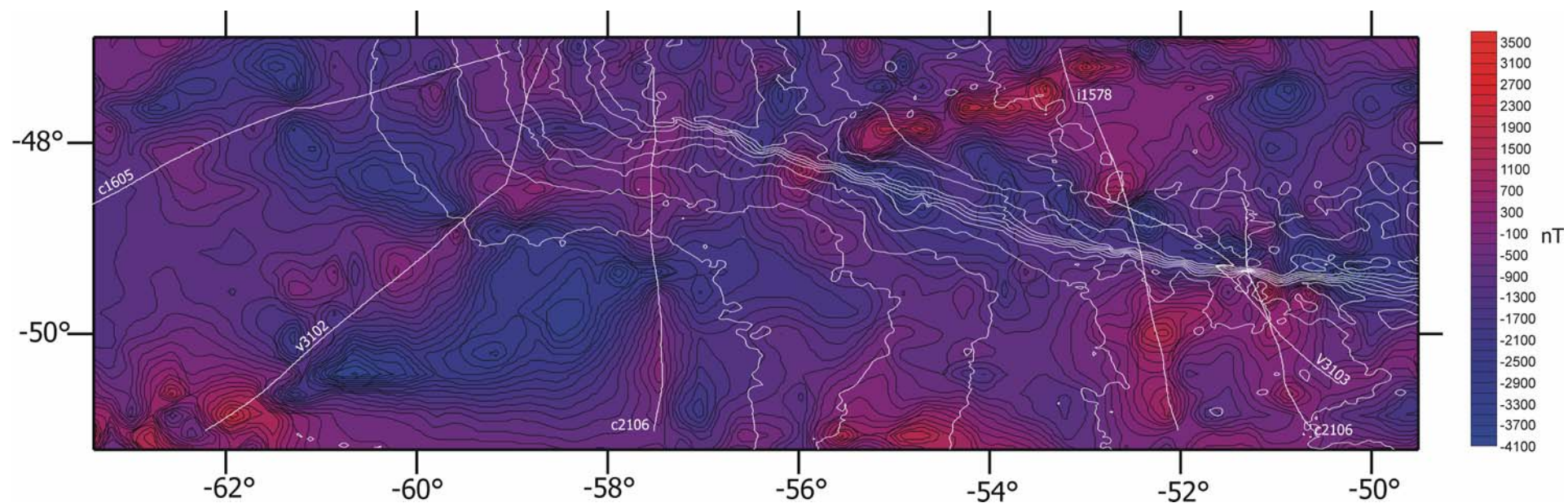


Figura 7.6. Mappa delle anomalie magnetiche. In bianco è evidenziata la batimetria e l'andamento dei profili esposti in figura 7.7 e 7.8. La proiezione utilizzata per questa mappa non è una proiezione geografica.

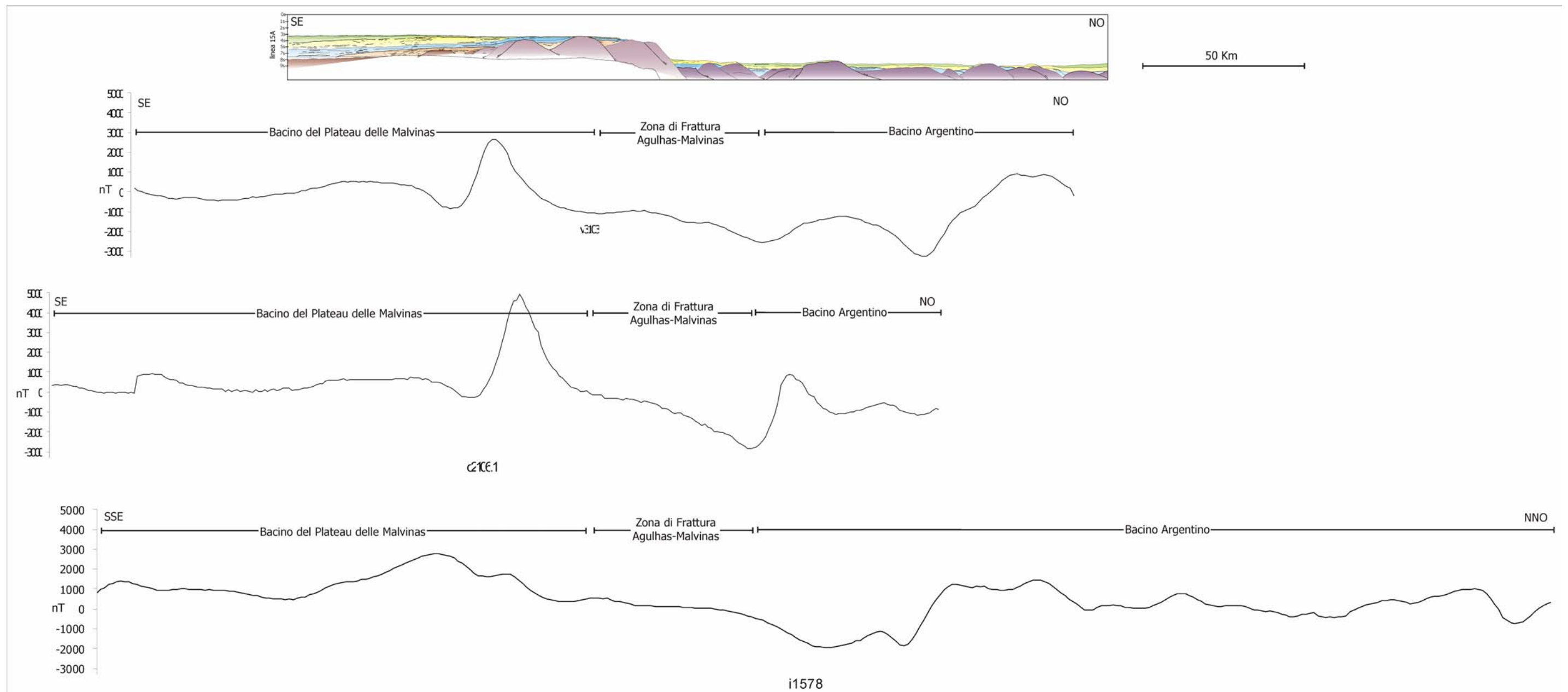


Figura 7.7a. Profili di anomalia magnetica. In alto l'interpretazione del profilo sismico 15A. Da notare il picco di anomalia negativa subito a sud della Zona di Frattura Agulhas-Malvinas e come il forte gradiente della curva in corrispondenza della stessa, si attenui andando da est verso ovest (per il posizionamento dei profili vedere figura 7.6).

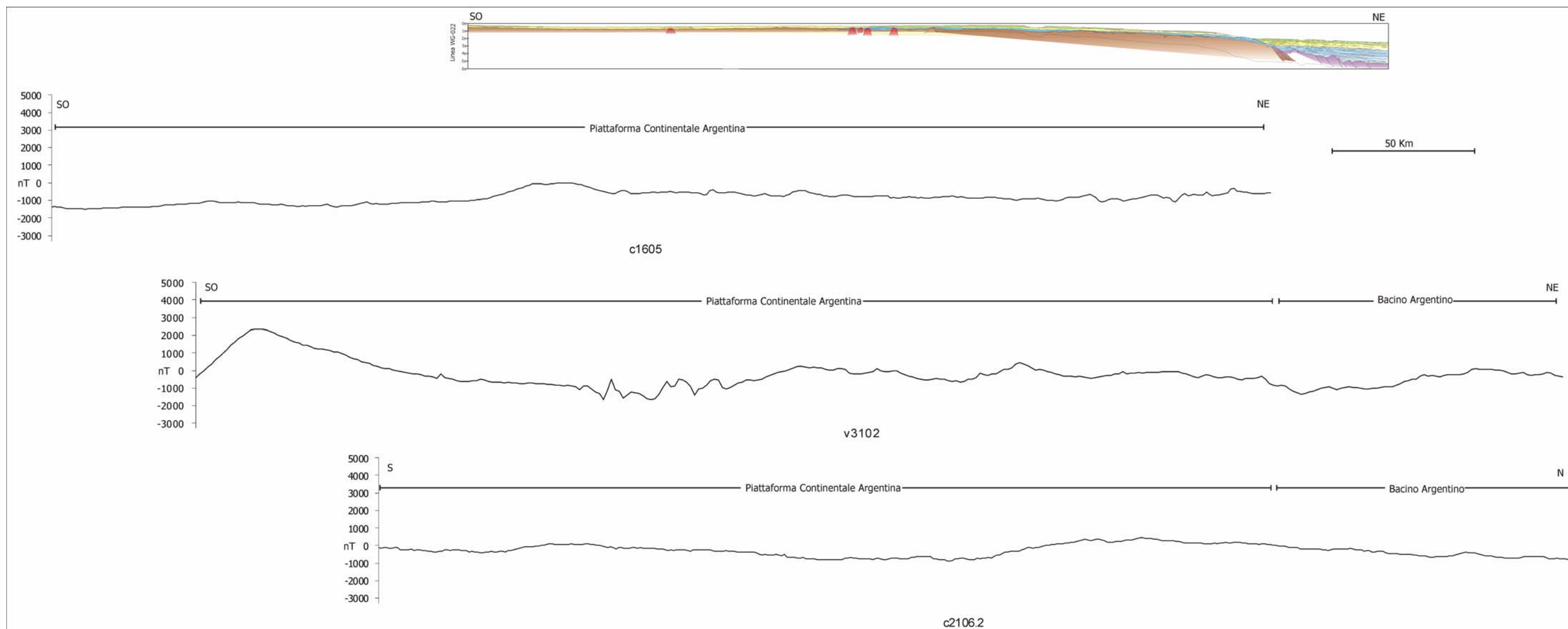


Figura 7.7b. Profili di anomalia magnetica. In alto l'interpretazione del profilo sismico wg022. Da notare i piccoli picchi di anomalia positiva sul profilo v3102, che corre molto vicino al profilo sismico, registrati in corrispondenza dei corpi che intrudono il basamento (per il posizionamento dei profili vedere figura 7.6).

7.3. Integrazione dei dati provenienti dalla interpretazione dei profili sismici con i dati di anomalia magnetica e gravimetrica

L'analisi comparata delle anomalie magnetiche, gravimetriche di aria libera e delle facies acustiche all'interno dei profili sismici, ha permesso, in quelle aree molto distanti dai pochi sondaggi presenti, la caratterizzazione crostale del basamento acustico osservabile nei profili sismici.

Il settore nord-orientale dell'area oggetto di studio è caratterizzata da valori negativi di anomalia gravimetrica di aria libera (figura 7.2). Le anomalie magnetiche in quest'area sono caratterizzate da *patterns* di marcata natura oceanica (figura 7.6 e 7.7) e le facies acustiche osservate sui profili sismici sono contraddistinte da forti iperboli di diffrazione, tipiche di un basamento di natura oceanica. Quest'area corrisponde al settore più meridionale del Bacino Argentino, sotteso da crosta oceanica.

Il settore sud-occidentale, invece è caratterizzato da anomalie gravimetriche positive, con un andamento costante dei profili sia di anomalia gravimetrica che magnetica (figure 7.2 e 7.3). Queste caratteristiche geofisiche, rinforzate dal campionamento di argille del Devoniano in corrispondenza del basamento acustico all'interno del Bacino Settentrionale delle Malvinas, ci permette di affermare con assoluta certezza la natura continentale del basamento acustico in quest'area.

Inoltre, i piccoli picchi di anomalia positiva registrati in corrispondenza della serie di corpi intrusivi osservati sul profilo wg022 e che tagliano il basamento acustico, ci permettono di attribuire ad essi una natura ignea (figura 7.7b e 7.9b).

Il Plateau delle Malvinas, ad est della piattaforma continentale ed a sud del Bacino Argentino, presenta alcune singolarità dal punto di vista geofisico. Infatti si è osservato, al suo interno, una ristretta area, allungata in direzione della scarpata, caratterizzata da valori negativi di anomalia gravimetrica di aria libera (figura 7.2), a cui si sovrappone un'area leggermente più estesa caratterizzata da anomalie magnetiche positive (figura 7.6).

Sovrapponendo i profili di anomalia magnetica e gravimetrica registrati trasversalmente al Plateau delle Malvinas, in vicinanza dei profili sismici 15A e 16, è possibile osservare come i picchi positivi di anomalia magnetica si dispongano sul fianco delle anomalie gravimetriche negative (figura 7.9a). Entrambe le anomalie sono registrate a sud della Zona di Frattura Agulhas-Malvinas, morfologicamente rappresentata dalla Scarpata delle Malvinas, e non in corrispondenza di essa. Questa osservazione ci porta alla conclusione che il basamento in corrispondenza di questo settore del plateau non è costituito da spessa crosta continentale, ma bensì da un corpo geologico assottigliato e magnetizzato come può esserlo la crosta oceanica.

Dalle osservazioni fatte sui dati geofisici e sui due sondaggi che penetrano nel basamento ad est (site 330, tabella 4.7, figura 4.2) ed ad ovest (sondaggio 14/9-1, tabella 4.7, figura 4.2) del Plateau delle Malvinas, è stato possibile redigere una carta delle caratterizzazioni crostali del basamento acustico in questo settore limitato dell'Oceano Atlantico meridionale (figura 7.8 e 7.10), attribuendo una natura oceanica al basamento acustico che sottende il settore nord-orientale e per la parte più settentrionale del Plateau delle Malvinas, ed una natura continentale per il settore sud-occidentale della piattaforma continentale e per tutto il rimanente plateau.

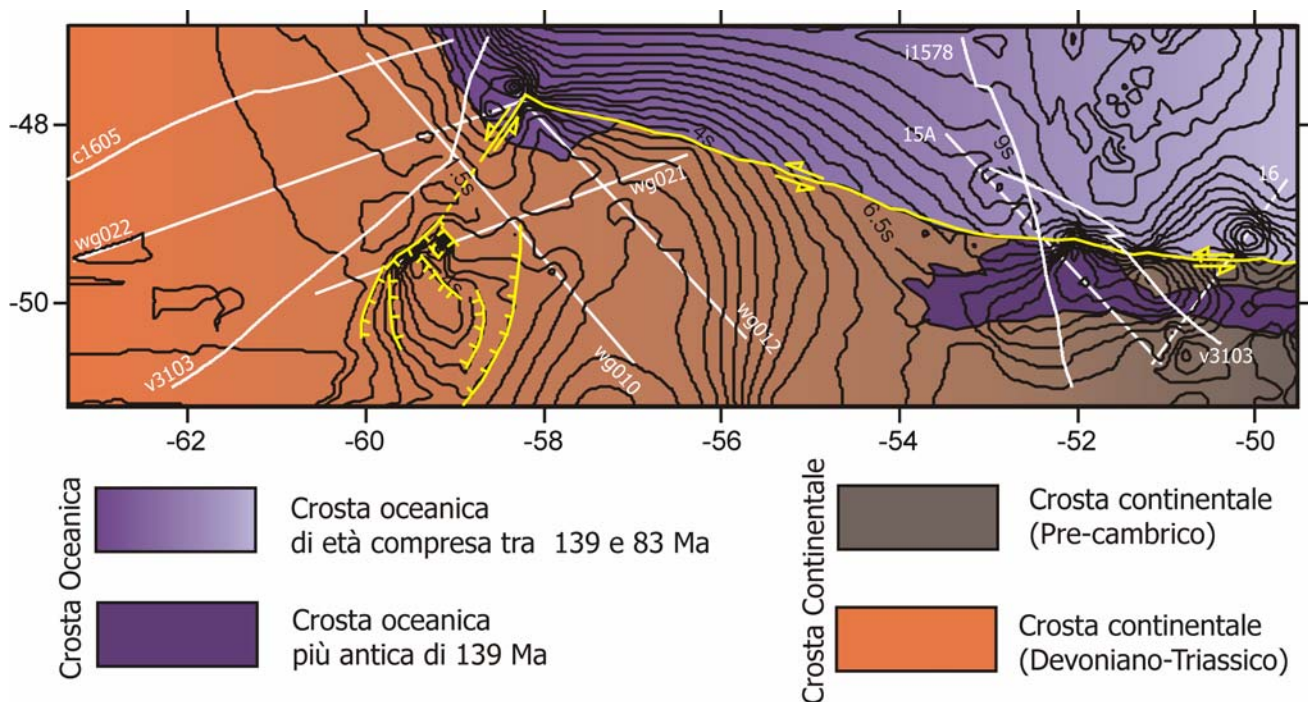


Figura 7.8. carta di dettaglio delle caratterizzazioni crostali del basamento acustico. La topografia è data dalle isobate del tetto del basamento (in secondi twt, figura 5.3). In giallo l'andamento delle principali strutture individuate nel basamento; in bianco l'andamento dei profili sismici e dei profili di anomalia magnetica visibili in figura 7.10a-b.

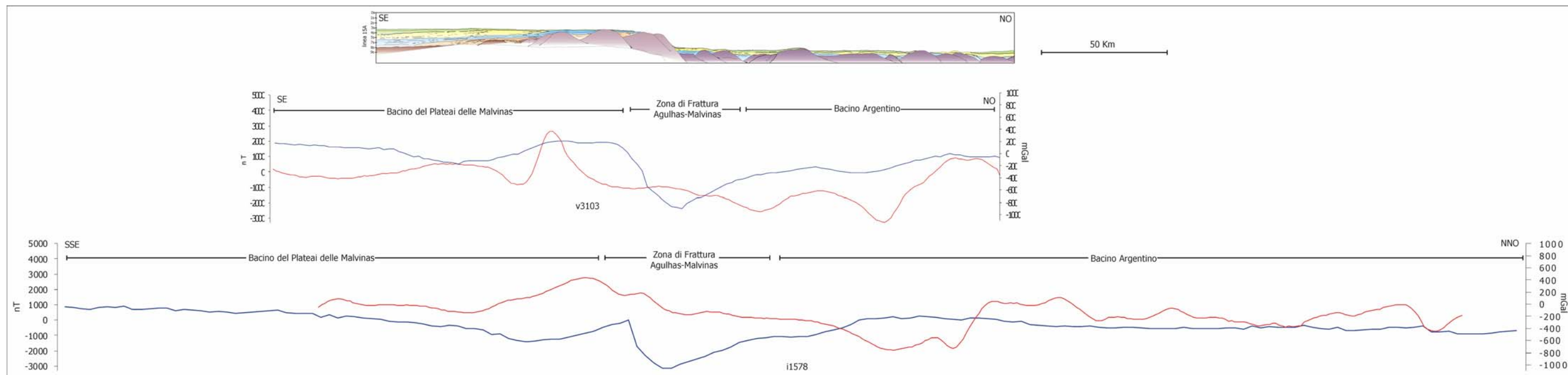


Figura 7.9a. Sovrapposizione di due dei profili di anomalia magnetica (di colore rosso) e profili di anomalia gravimetrica di aria libera (di colore blu), acquisiti nell'area del Plateau delle Malvinas. In alto l'interpretazione del profilo 15°. Da notare la forte anomalia magnetica positiva all'interno del Bacino del Plateau delle Malvinas, e come essa coincida con i margini dell'anomalia negativa di aria libera che caratterizza il settore nord di questo bacino (figura 7.3 e 7.6).

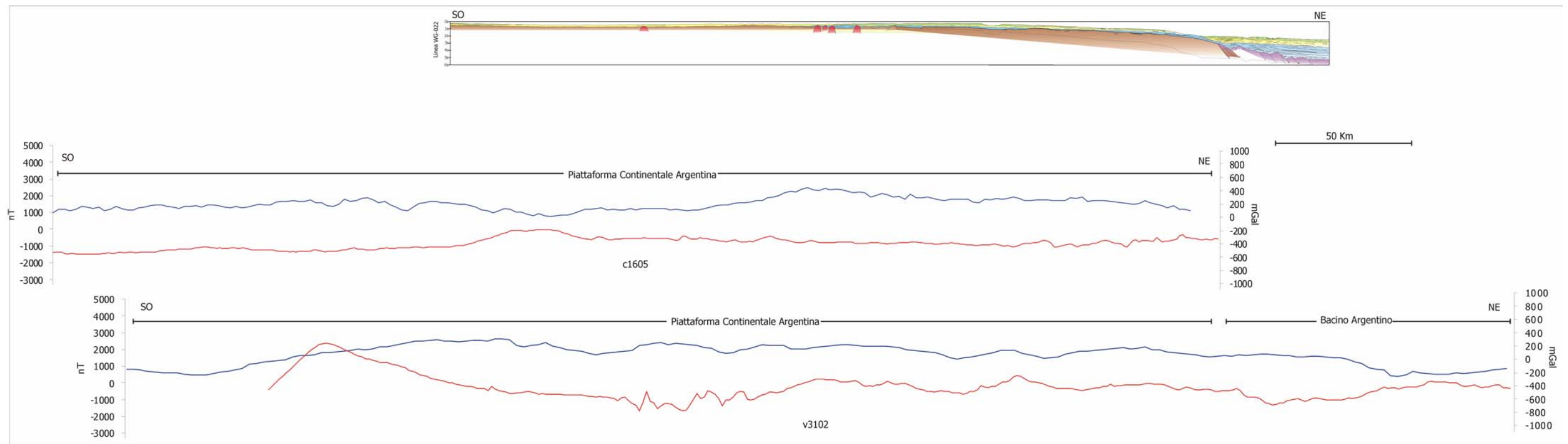


Figura 7.9b. Sovrapposizione di due dei diversi profili di anomalia magnetica (di colore rosso) e profili di anomalia gravimetrica di aria libera (di colore blu), acquisiti nell'area della piattaforma continentale. In alto l'interpretazione del profilo sismico wg022. Da notare come in quest'area siano assenti, in prossimità del passaggio dalla piattaforma continentale verso il bacino oceanico, di qualsiasi anomalia, ad esclusione dell'andamento più irregolare del profilo di anomalia magnetica v3102 in corrispondenza delle intrusioni visibili sul profilo sismico in alto.

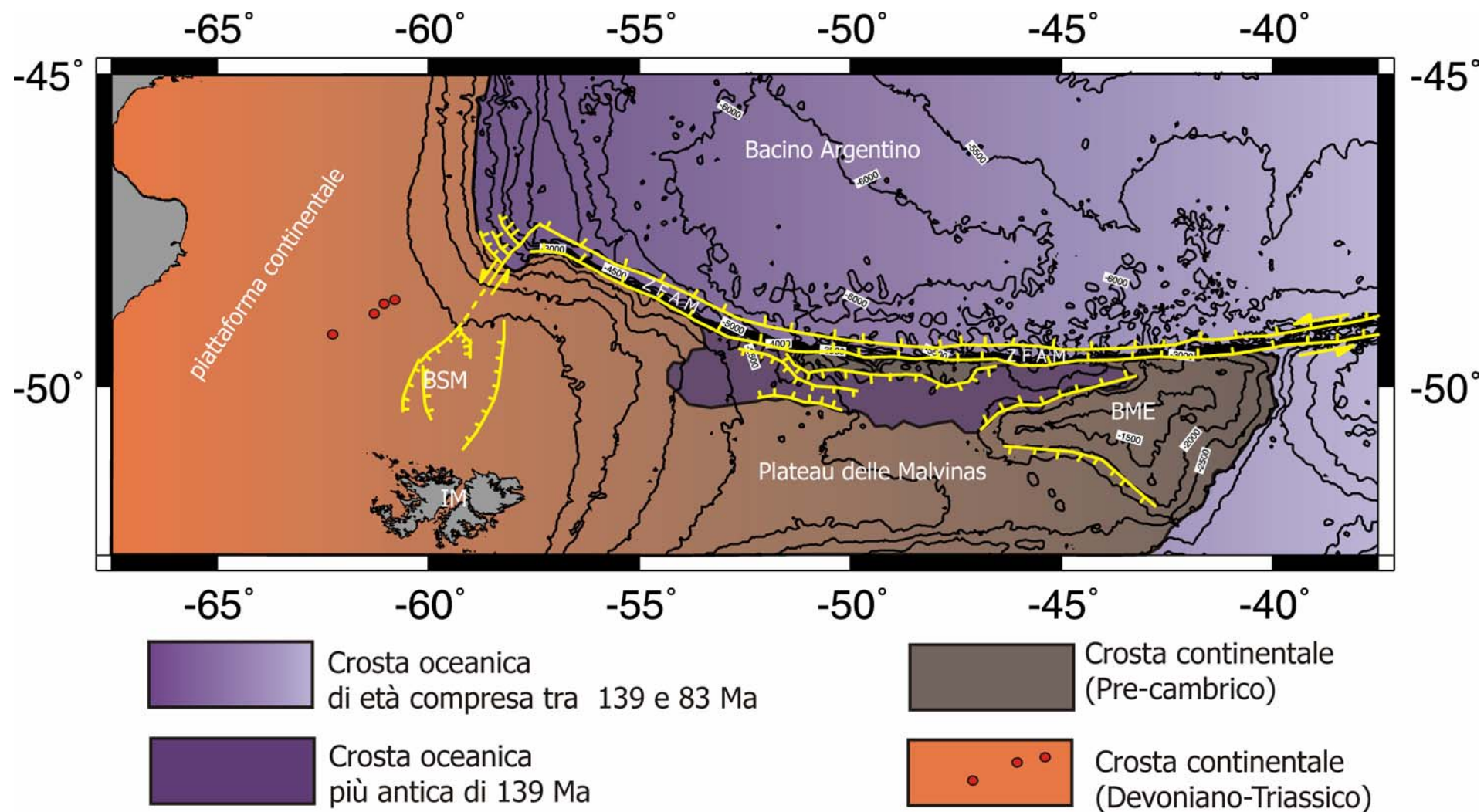


Figura 7.10. Mappa delle caratterizzazioni crostali basamento acustico (batimetria attuale con isobate ogni 500 m). In giallo le strutture principali che affettano il basamento. In rosso le intrusioni osservabili nel profilo wg022. BSM: Bacino Settentrionale delle Malvinas, BME: Banco di Maurice Ewing, IM: Isole Malvinas, ZFAM: Zona di Frattura Agulhas-Malvinas.

Capitolo 8 – Discussione e Conclusioni. Modello evolutivo dell'area oggetto di studio

L'analisi e l'interpretazione dei dati riportati nei capitoli 5, 6 e 7, permette di evidenziare una serie di punti di discussione.

La suddivisione della successione sismo-stratigrafica ricostruita nell'area oggetto di studio, (vedi tabella 5.1 e figura 5.10) propone cinque unità sismo-stratigrafiche e sei discontinuità.

L'unità basale, visibile in tutti i profili e denominata Basamento viene suddivisa in due sub-unità distinte: un "Basamento continentale" ed un "Basamento oceanico". La suddivisione e la distribuzione di queste due sub-unità all'interno dell'area di studio (vedi figura 7.10 e 7.11) è stata ottenuta attraverso l'integrazione delle informazioni ricavate dall'analisi delle facies sismiche visibili sui profili (paragrafi 5.1.1 e 5.1.2), dall'analisi delle anomalie gravimetriche di aria libera e delle anomalie magnetiche registrate nell'area oggetto di studio (capitolo 7), e dallo studio bibliografico dei sondaggi presenti nell'area (capitolo 4, paragrafo 4.1.2).

Si è, pertanto, evidenziata la presenza di crosta oceanica nella porzione settentrionale del Plateau delle Malvinas, a ridosso delle Zona di Frattura Agulhas-Malvinas (figura 7.8 e 7.10). Per questa crosta oceanica si ipotizza un'età non più recente del Giurassico superiore. Questa ipotesi si basa sul fatto che la crosta oceanica più antica ufficialmente riconosciuta nell'area oggetto di studio, di età compresa tra 131.9 e 139.6 Ma (Neocomiano inferiore), è presente sul limite della Piattaforma Continentale Argentina ed oltre il limite orientale del Plateau delle Malvinas, dislocata dalla Zona di Frattura Agulhas-Malvinas (figura 4.3). Inoltre lo studio, eseguito sui profili sismici (profili 15A e 16), dei rapporti geometrici tra il Basamento e la più antica unità giacente su esso (unità A) non ha evidenziato elementi strutturali e sismo-stratigrafici che indicassero la fuoriuscita di materiale igneo successiva alla messa in posto dell'unità A. La presenza di piccoli bacini impostati su crosta oceanica, lungo i margini continentali legati a faglie trasformi, viene molto spesso invocata da diversi autori per spiegare le diverse anomalie gravimetriche e magnetiche registrate al livello dei diversi basamenti acustici individuati nei profili sismici lungo le diverse zone di taglio (capitolo 3; LASE Study Group, 1986; Mascle & Blarez, 1987; White et al., 1987; Austin et al., 1990; Lorenzo et al., 1991; Ben-Avraham et al., 1993; Ben-Avrham et al., 1997; Edwards et al., 1997; Gadd & Scrutton, 1997; Sage et al., 2000; Wildeboer Scuth et al., 2002, Attoh et., 2004; Uenzelmann-Neben & Gohl, 2004).

Oltre alla caratterizzazione crostale del basamento, è stato possibile, sempre attraverso l'integrazione con le informazioni ottenute dai profili sismici, individuare ed evidenziare: (i) i rapporti geometrici tra le due sub-unità (basamento oceanico e basamento continentale), (ii) il limite tettonico tra il Plateau delle Malvinas e la Piattaforma Continentale Argentina. Questo

limite è rappresentato da una faglia trascorrente sinistra che parte dal limite occidentale della zona di frattura e prosegue verso sud dove costituisce il fianco sinistro del Bacino Settentrionale delle Malvinas (figura 7.8 e 7.10). Si ipotizza che la nascita del bacino stesso sia legata all'azione trasversiva di questa faglia.

All'interno della piattaforma continentale sono stati individuati, attraverso l'analisi dei profili sismici, dei corpi che intrudono il basamento continentale (tavola wg022). Lo studio dei profili di anomalia magnetica registrati lungo gli stessi profili sismici, e lo studio bibliografico degli affioramenti a terra e dei sondaggi eseguiti in prossimità dell'area, ha permesso di ipotizzare, per queste intrusioni, una natura ignea di età triassica.

La successione sismo-stratigrafica proposta, riconosce, al disopra del basamento, 5 unità sismo-stratigrafiche e 6 discontinuità stratigrafiche (tabella 5.1 e figura 5.10). La prima discontinuità **r1** costituisce il tetto del basamento, sia esso continentale che oceanico. Al disopra del basamento continentale essa rappresenta una superficie erosionale che delimita terreni con età che variano dal pre-Cambriano al Devoniano (con intrusioni triassiche) procedendo da ovest verso est, mentre in corrispondenza del basamento oceanico essa costituisce un contatto stratigrafico non erosionale (figura 7.10). L'unità **A**, di età compresa tra la base del Dogger ed il Malm medio, e la cui facies sismica è stata descritta nel paragrafo 5.2.1, colma le principali depressioni presenti nell'area (il bacino Settentrionale delle Malvinas ed il Bacino del Plateau delle Malvinas), ed il suo sviluppo verticale è fortemente influenzato dalle strutture che delimitano e regolano lo sviluppo di queste depressioni (figura 5.6). Questa unità è correlabile con i depositi continentali rinvenuti nel Site 330 (Leg 36) eseguito sul fianco occidentale del Banco di Maurice Ewing (paragrafo 2.2.2.1.2) e con i depositi continentali rinvenuti nei sondaggi petroliferi all'interno del Bacino Settentrionale delle Malvinas (paragrafo 2.2.2.2.2.). Per questa unità si è ipotizzata, pertanto, una deposizione legata alle primissime fasi di distensione crostale dovute all'attività della faglia trasforme Agulhas-Malvinas che incomincia a creare un volume di accoglienza in corrispondenza del Bacino del Plateau delle Malvinas. La creazione del volume di accoglienza in corrispondenza del Bacino Settentrionale delle Malvinas sarebbe legata invece all'attività della faglia trascorrente individuata ad est del plateau (figura 6.2).

Il tetto dell'unità A è costituito dalla discontinuità **r2**, che rappresenta una superficie erosiva molto importante, che si estende dal Malm superiore al Neocomiano superiore, legata, molto probabilmente ad un sollevamento regionale connesso alle prime fasi di rottura del continente Gondwana.

In discordanza angolare al disopra del basamento e della unità A, è stata individuata e descritta l'unità **B** (paragrafi 5.2.2 e 5.3). A questa unità è stata attribuita un'età che va dal Neocomiano superiore fino al Gallico superiore (Cretaceo medio). I depositi rinvenuti nei sondaggi studiati e correlati a questa unità, differiscono per natura, essendo di mare basso in corrispondenza del

settore orientale del plateau (paragrafo 2.2.2.1.2), e continentali in corrispondenza del Bacino Settentrionale delle Malvinas (paragrafo 2.2.2.1.2). Questa osservazione ha portato ad ipotizzare l'inizio di una diversa evoluzione geologica del plateau e della piattaforma continentale argentina a partire dal Neocomiano superiore, dovuta alla continua fase di rottura del continente Gondwana ed alla nascita del vero bacino su crosta oceanica. Questa nuova fase, ha visto il plateau oggetto di un veloce annegamento, mentre la piattaforma continentale argentina ha subito uno sprofondamento molto più lento che ha portato una ingressione marina solo agli inizi del Paleogene. La suddivisione dell'unità B in due sub-unità (B_1 e B_2), indicata dall'orizzonte sismico **r3**, osservabile principalmente nei profili al disopra del plateau (tavole 15A.1-2 e 16.1-2), sarebbe legata all'attività di nuove correnti di fondo legate allo sviluppo di un più profondo bacino di natura oceanica (tavola 3).

L'osservazione di deformazioni ed erosione dell'unità B in corrispondenza delle zone prossime alla Scarpata delle Malvinas, permettono di ipotizzare un una prima la sua deposizione e poi il successivo sollevamento dell'area con un relativo trascinamento verso l'alto ed una sua parziale erosione (tavola 15A.2 e 16.2).

L'unità B è delimitata superiormente dalla discontinuità **r4**, che copre un'età compresa tra il Gallico superiore ed il Senoniano inferiore. Questa discontinuità potrebbe essere collegata ad un basculamento verso sud sud del Plateau delle Malvinas. È ipotizzabile che questo basculamento sia correlabile con la presenza di una zona di subduzione, attiva proprio in questo periodo, che vedeva la Placca di Scozia sovra-scorrere sulla plateau stesso. Questo basculamento avrebbe portato alla formazione della Scarpata delle Malvinas così come la conosciamo adesso (tavola 4).

L'Unità **C**, con un età ascrivibile al Senoniano medio, testimonia la continua subsidenza del plateau (depositi pelagici sul BME, paragrafo 2.2.2.1.2) e le fasi iniziali della ingressione marina sulla piattaforma continentale (depositi di transizione paragrafo 2.2.2.2.2). Anche l'unità C, come la B, si presenta molto assottigliata o del tutto assente in prossimità della scarpata delle Malvinas (tavola 15A.2 e 16.2). Questa assenza è, molto probabilmente, legata ad una forte erosione attiva sulla sommità della scarpata.

L'unità C è separata dalla soprastante unità D dalla discontinuità **r5**, la quale si estende su tutta l'area oggetto di studio. Questa discontinuità si sviluppa al passaggio Cretaceo-Paleogene e, molto verosimilmente, la sua formazione è legata al sollevamento dell'area in relazione con l'orogenesi andina in atto, in questo periodo, lungo il bordo occidentale del continente sud-americano.

La sovrastante unità **D** è in netta discontinuità angolare rispetto alle unità C e B sottostanti. Questa unità si estende per tutto il Cenozoico e, sulla base della facies sismica che la caratterizza e dei terreni ad essa correlabili, è associabile alla fase di *drift* oceanico. L'unità D è

suddivisa dalla discontinuità **r6** in due sub-unità, D_1 e D_2 . Lo sviluppo irregolare di questa discontinuità, e la presenza di iperboli di diffrazione che spesso ne marcano l'andamento, permette di ipotizzare, per questa discontinuità, una correlazione tra la sua formazione e l'attivazione di forti correnti circum-polari dovute all'apertura del Passaggio di Drake al passaggio Eocene-Oligocene (tavola 5)

Facendo riferimento a quanto riportato, nel secondo capitolo, sullo studio bibliografico della storia evolutiva dell'Oceano Atlantico meridionale e del suo margine occidentale, e alla luce dei nuovi dati presentati ed interpretati nei capitoli 5, 6 e 7, si è potuto accertare, a conclusione di tutto il lavoro di tesi, che l'area oggetto di studio è stata sottoposta a diversi stadi di sviluppo, legati a diversi eventi di tettonica regionale, che hanno portato alla configurazione geologica e morfologica attuale dell'area di congiunzione tra la Piattaforma Continentale Argentina ed il Plateau delle Malvinas, includendo la parte più meridionale del Bacino Argentino a nord della zona di frattura Agulhas-Malvinas. Questi stadi di sviluppo possono essere evidenziati in cinque fasi evolutive, proposte in un possibile modello di evoluzione geodinamica del Plateau delle Malvinas e della Piattaforma Continentale Argentina, nel quadro generale dell'evoluzione dell'Oceano Atlantico Meridionale (tavole da 1 a 6), che viene presentato al culmine di questa tesi.

Fase 1 (Giurassico inferiore-medio, tavole 1 e 6). Precedentemente all'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale e prima della formazione della faglia trasforme Agulhas-Malvinas, il margine sud-orientale africano era saldato al margine settentrionale del Plateau delle Malvinas, a sud-est del Sud America. Molto probabilmente l'attivazione della faglia trasforme Agulhas-Malvinasi è legata all'attività del mantello astenosferico sottostante il quale avrebbe creato, attraverso forze idrostatiche prodotte da grandi plumes, un complesso sistema di faglie trascorrenti che avrebbe portato ad una serie di rotazioni ed estensioni di blocchi crostali. L'attività di queste faglie trascorrenti avrebbe generato ad un assottigliamento crostale nel settore meridionale del continente Gondwana, con il conseguente sviluppo di un vulcanismo basaltico. Tutto questo durante il passaggio tra Triassico e Giurassico (Cratone del Kaapvaal, Sud Africa; Burke & Dewey, 1973; Newton, 1976; Burke, 1976; Barker e Thompson, 1977; Rabinowitz & LaBreque, 1979; Urien et al., 1980; Ludwig, 1983; Martin & Hartnady, 1986; Cande et al., 1988; Ben-Avraham et al., 1993; Marshall, 1994; Biddle et al., 1996, Ramos, 1996, Richards et al., 1996; Thomson, 1998; Turner, Ph.D. Thesis, 1999; Reeves, 2000; Macdonald et al., 2003). Viene ipotizzata, quindi, l'esistenza di un punto triplo in corrispondenza dell'attuale angolo di congiunzione tra il Plateau delle Malvinas la piattaforma continentale. Questo punto triplo sarebbe stato costituito da due rami trasversivi a sud, identificati nella Zona di Frattura Agulhas-Malvinas e nella faglia trascorrente che borda il Bacino Settentrionale delle Malvinas, e dalla dorsale medio oceanica a nord (tavola 2).

Durante questo periodo, quindi, l'attività trastensiva delle due faglie trasformi, avrebbe portato alla formazione di bacini intra-continentali. Probabilmente la formazione del Bacino del Plateau delle Malvinas con la messa in posto di basalti sul fondo è legata alle fasi iniziali di sviluppo della Zona di Frattura Agulhas-Malvinas (Lorenzo & Mutter , 1988) (figura 6.2, tavola 2).

All'interno di questi bacini comincia la sedimentazione dell'unità A con depositi prevalentemente continentali.

La successiva **Fase 2** (tavole 2 e 6), che si sviluppa tra il Giurassico superiore ed il Cretaceo inferiore, vede il proseguire la fase di rottura del continente Gondwana, con l'inizio dell'espansione del fondo oceanico lungo la dorsale medio-atlantica e la formazione di strutture legate alle fasi iniziali del *rifting* (tavola wg022.2). Durante questo intervallo l'attività trastensiva delle faglia trascorrente Agulhas-Malvinas e della faglia trascorrente che borda il Bacino delle Malvinas, porta allo sviluppo delle faglie dirette che delimitano il Bacino del Plateau delle Malvinas (figura 6.3), visibili nei profili sismici a sud della scarpata (tavole 15A.1 e 16.1), ed il Bacino settentrionale delle Malvinas (tavole wg021.1 e wg010.2), donando ad essi una configurazione, dal punto di vista morfo-strutturale, molto simile a quella odierna (tavola 3).

Continua la deposizione dell'unità A, la quale presenta delle piccole faglie sin-sedimentarie, visibili sia all'interno del bacino del plateau (tavola 16.2) che all'interno del bacino settentrionale (tavola wg021.1).

Fase 3 (Cretaceo medio-Cretaceo superiore, tavole 3 e 6). Dal momento in cui si sviluppa la dorsale medio-oceanica, con direzione N-S, l'Oceano Atlantico meridionale continua ad aprirsi in maniera sincrona per tutta la sua lunghezza (tavola 3). L'apertura dell'oceano porta all'istaurarsi di nuove correnti di fondo oceanico (riflettore r3, tavola 6, tavola 3), con nuova ossigenazione dei bacini sviluppatisi. Durante questo periodo si ha la deposizione dell'unità B, la quale ricopre anche la zona di frattura. Verso la fine di questa fase si ha il basculamento del plateau verso sud, probabilmente legato alla subduzione in atto lungo il margine tra il plateau stesso e la Placca di Scozia. Questo movimento avrebbe portato alla formazione della Scarpata delle Malvinas, con il sollevamento e l'erosione dell'unità B in corrispondenza della zona di frattura Agulhas-Malvinas.

Fase 4 (Cretaceo superiore-Paleogene inferiore, tavole 4 e 6). Dopo i 120 Ma si registra un cambiamento nella posizione del polo di rotazione tra Sud America ed Africa (Martin & Hartnady, 1986; Reeves, 2000), ed il Plateau delle Malvinas viene diviso definitivamente dal Sud Africa, subendo una costante subsidenza che lo porta alle profondità quasi attuali. Durante questa fase, infatti, si ha la deposizione dell'unità C, correlabile a sedimenti pelagici di mare profondo carotati sul Banco di Maurice Ewing. Alla fine di questo stadio si ha un sollevamento regionale, molto probabilmente legata all'orogenesi andina, che porta ad un'estesa

disconformità regionale al passaggio Cretaceo-Paleogene, che taglia le unità B e C (riflettore r5, tavola 6, tavole 15A.1 e 16.1).

Fase 5 (Paleogene inferiore-Neogene, tavole 5 e 6). Durante questa ultima fase si attenua e termina l'attività della faglia trasforme Agulhas-Malvinas. Facendo riferimento alla figura 4.3 dell'età della crosta oceanica è possibile osservare come l'*offset* tra i settori di crosta oceanica aventi la stessa età a sud e a nord della Zona di Frattura Agulhas-Malvinas, diminuisca andando verso est, oltrepassando il plateau, verso la dorsale medio-atlantica. Durante questa fase di *drift*, l'unità D si deposita drappeggiando le superfici e colmando tutte le depressioni, coprendo le strutture pre-esistenti (figura 5.9). Al passaggio Oligocene-Miocene, l'apertura del Passaggio di Drake porta allo sviluppo delle correnti circumpolari che creano una marcata discontinuità (riflettore **r6**, tavola 6), dividendo l'unità D in due sub-unità, D₁ e D₂, (tavole wg012.1 e wg012.2).

Poiché la stessa discontinuità r6 e l'unità D₂ sono troncati dalla superficie del fondo oceanico, si presume che attualmente ci troviamo in una fase erosiva.

Ulteriori analisi delle anomalie magnetiche e gravimetriche, per esempio attraverso uno studio di magneto-stratigrafia eseguito sui profili registrati sul plateau e la creazione di un modello crostale matematico eseguito con l'utilizzo delle anomalie magnetiche e gravimetriche registrate nell'area oggetto di studio, sarebbero molto utili per ottimizzare il modello di evoluzione geodinamica proposto come corollario ai risultati di questa tesi.

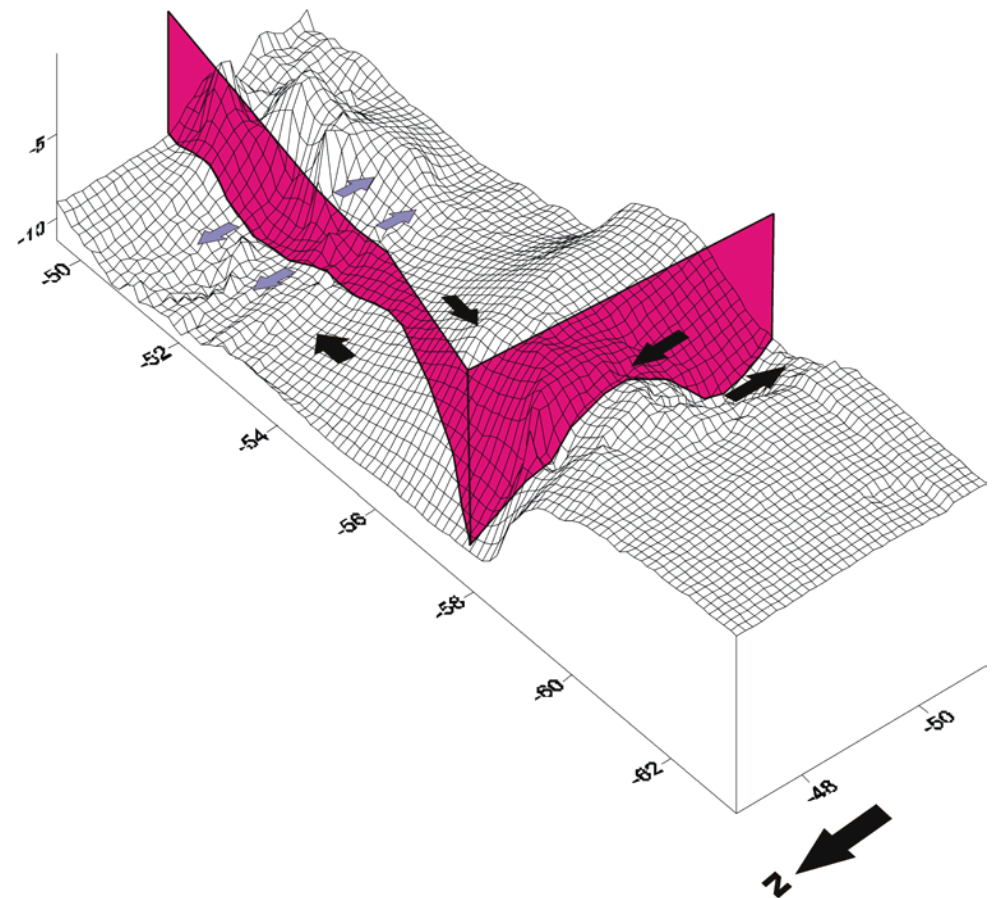
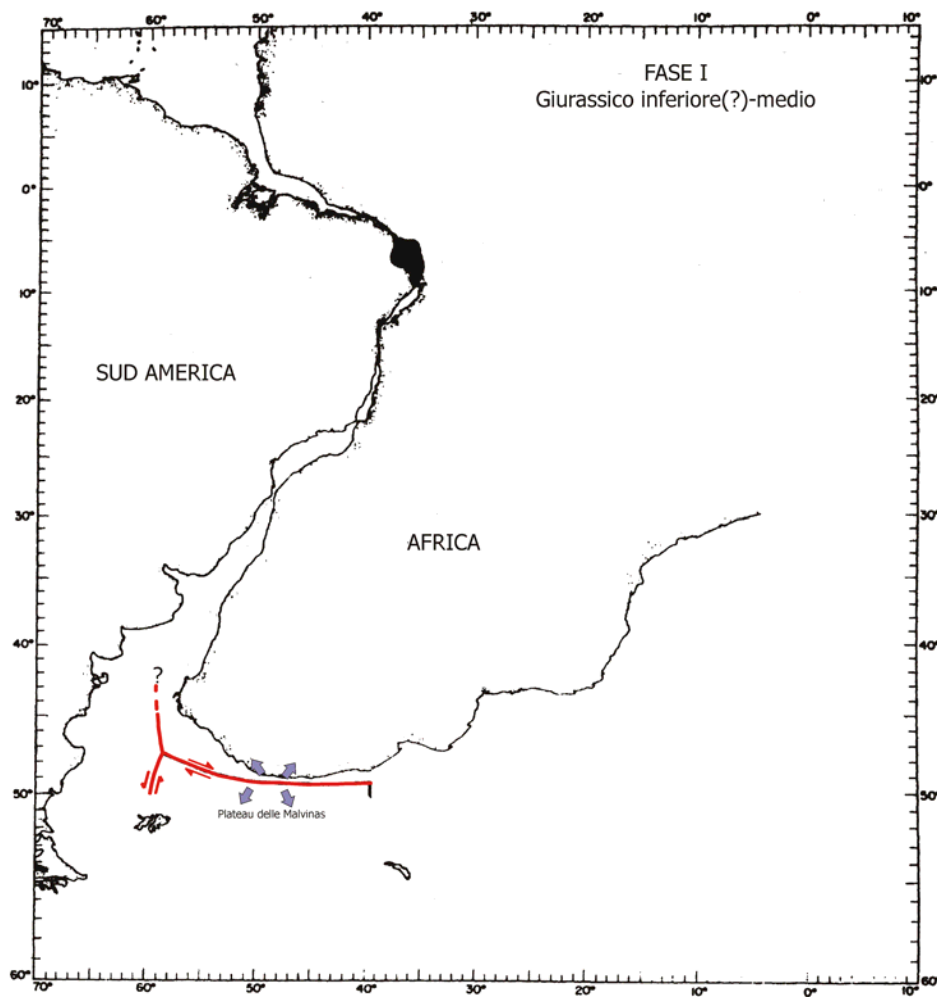


Tavola 1. Fase 1. A sinistra: ricostruzione paleo-geografica (modificata da Rabinowitz & LaBrecque, 1979) in cui sono evidenziate le strutture principali attive in questo periodo (in rosso). Le frecce di colore viola indicano la fuoriuscita, lungo il margine trasforme di lave basaltiche. A destra: *block diagram* (asse verticale in secondi) in cui è possibile osservare la morfologia attuale del basamento (discontinuità r1), con la proiezione delle principali strutture evidenziate a sinistra (superfici di colore magenta); le frecce in nero indicano il movimento relativo dei blocchi. Le frecce viola indicano la fuoriuscita di lave basaltiche.

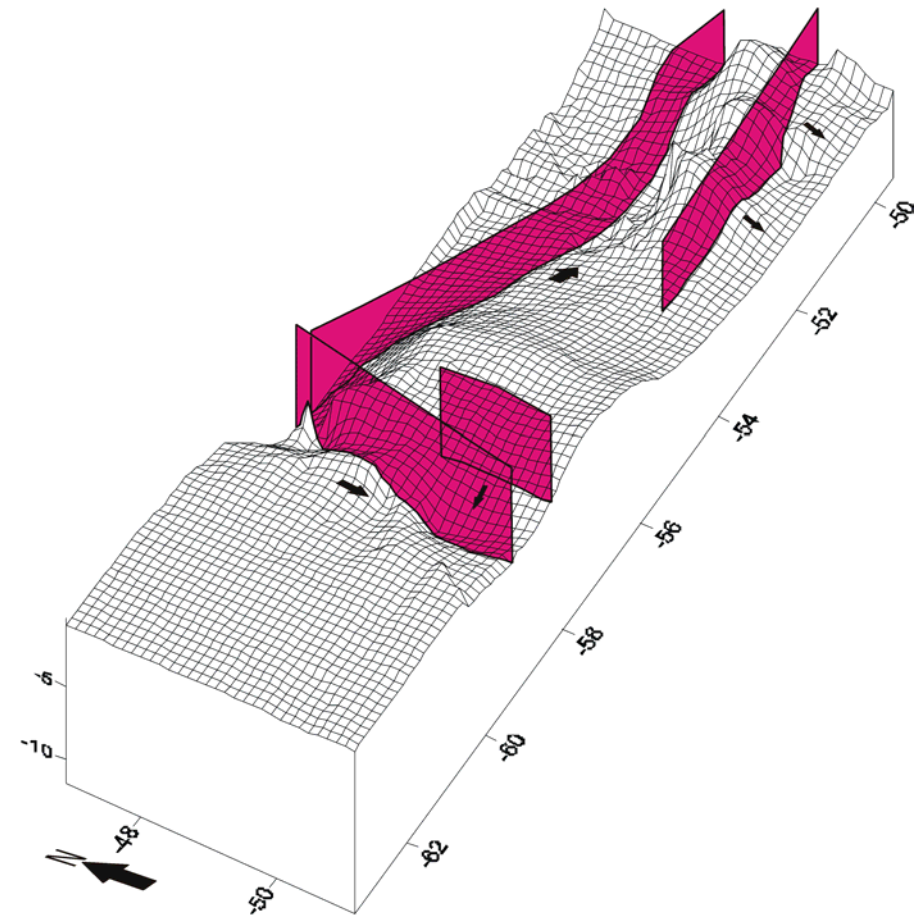
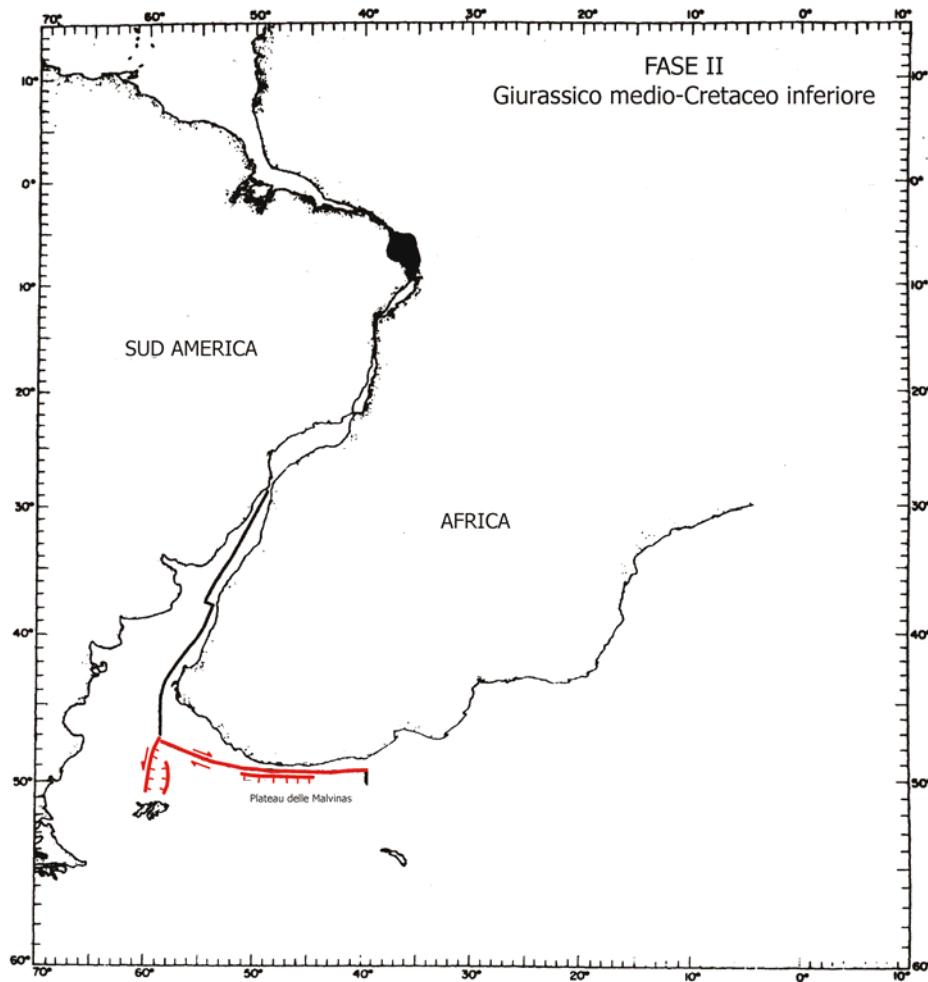


Tavola 2. Fase 2. A sinistra: ricostruzione paleo-geografica (modificata da Rabinowitz & LaBrecque, 1979) in cui sono evidenziate le strutture principali attive in questo periodo (in rosso). A destra: *block diagram* (asse verticale in secondi) in cui è possibile osservare la morfologia attuale della discontinuità r2, con la proiezione delle principali strutture evidenziate a sinistra (superfici di colore magenta); le frecce in nero indicano il movimento relativo dei blocchi.

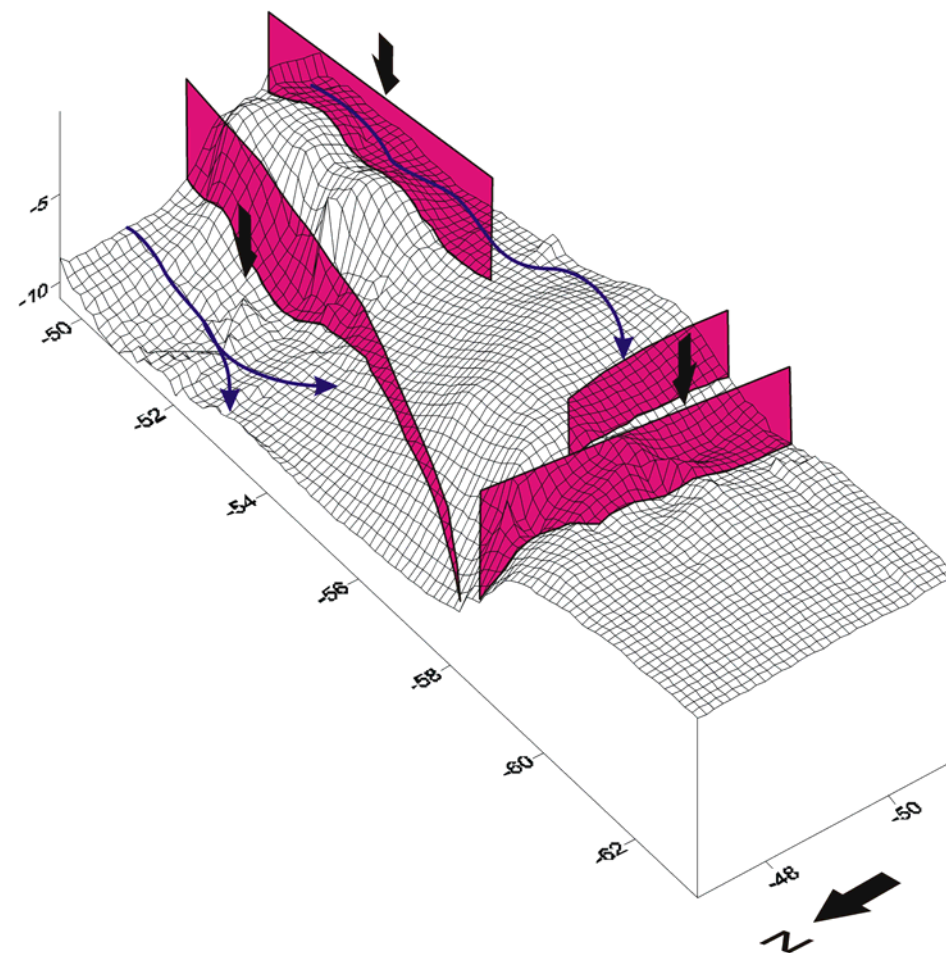
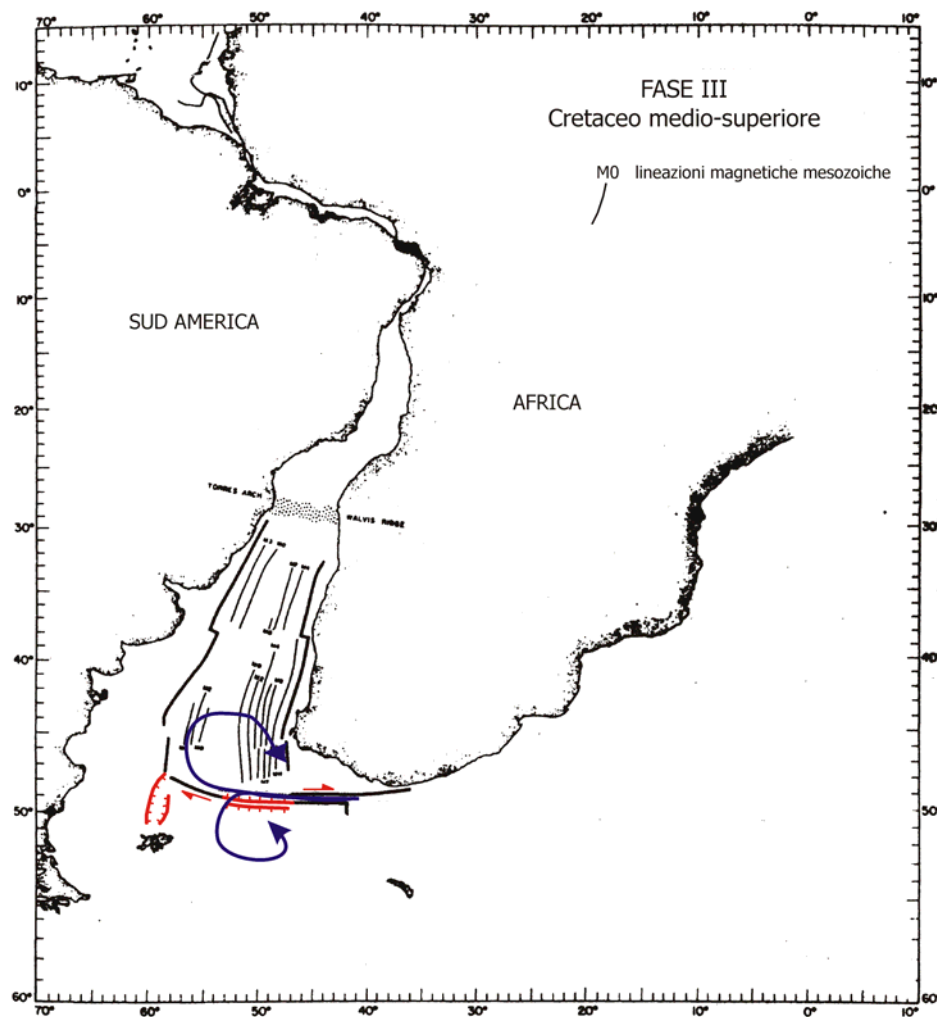


Tavola 3. Fase 3. A sinistra: ricostruzione paleo-geografica (modificata da Rabinowitz & LaBrecque, 1979) in cui sono evidenziate le strutture principali attive in questo periodo (in rosso). A destra: *block diagram* (asse verticale in secondi) in cui è possibile osservare la morfologia attuale della discontinuità r4, con la proiezione delle principali strutture evidenziate a sinistra (superfici di colore magenta); le frecce in nero indicano il movimento relativo dei blocchi, le frecce in blu indicano l'attività delle correnti di fondo oceanico.

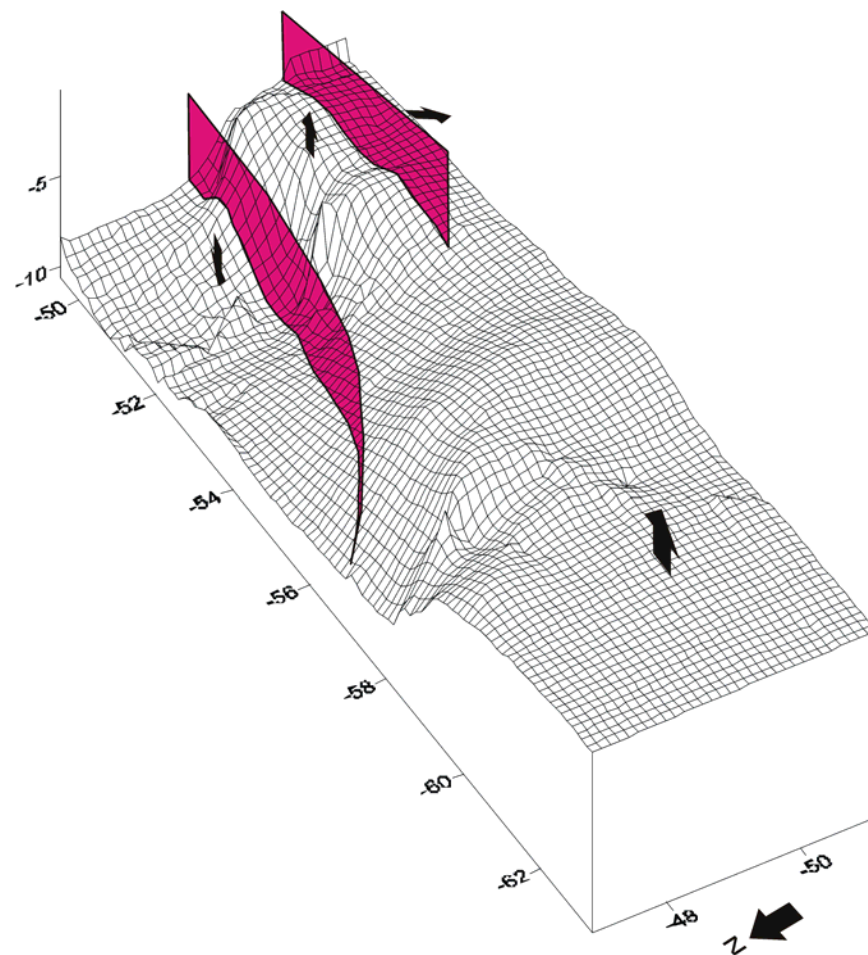
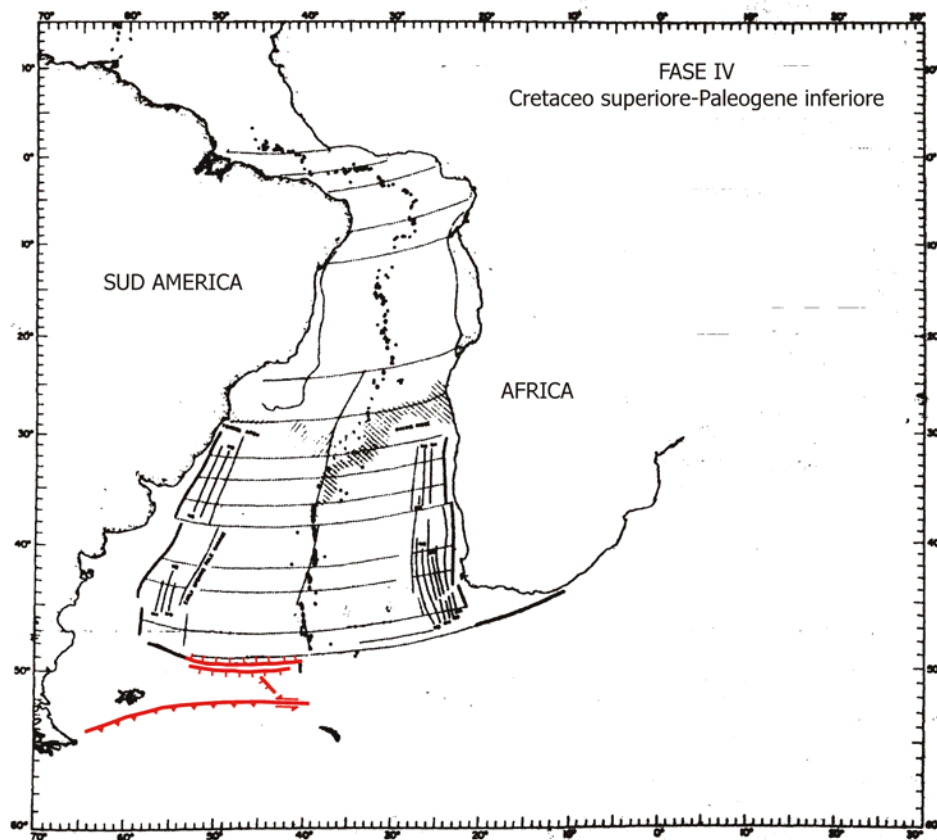


Tavola 4. Fase 4. A sinistra: ricostruzione paleo-geografica (modificata da Rabinowitz & LaBrecque, 1979) in cui sono evidenziate le strutture principali attive in questo periodo (in rosso). A destra: *block diagram* (asse verticale in secondi) in cui è possibile osservare la morfologia attuale della discontinuità r5, con la proiezione delle principali strutture evidenziate a sinistra (superfici di colore magenta); le frecce in nero indicano il movimento relativo dei blocchi.

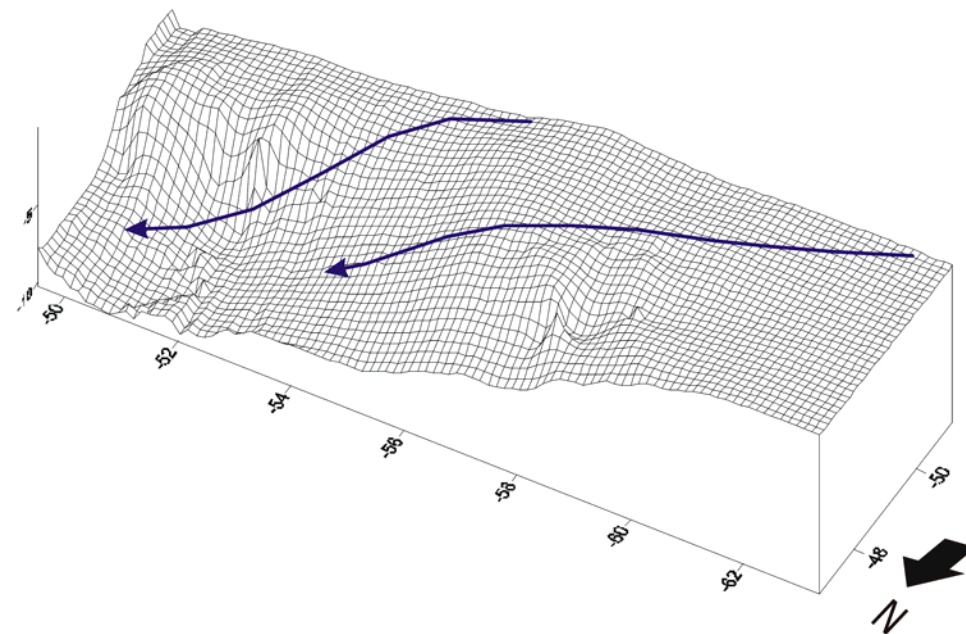
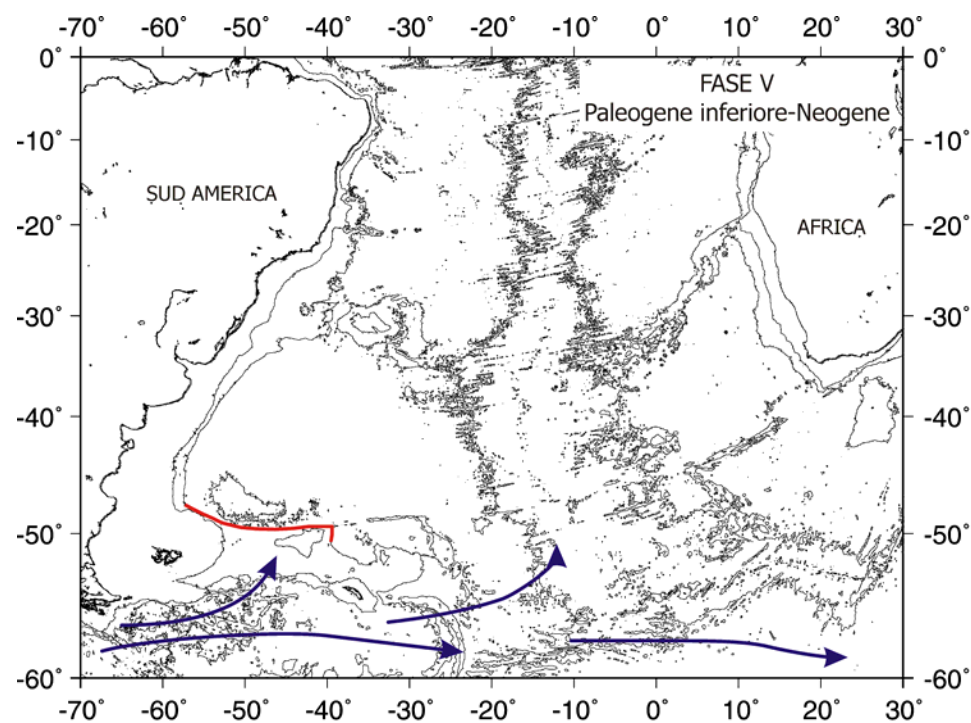


Tavola 5. Fase 1. A sinistra: rappresentazione geografica attuale, in cui sono evidenziate le strutture principali attive in questo periodo (in rosso). A destra: *block diagram* (asse verticale in secondi) in cui è possibile osservare la morfologia attuale del fondo oceanico, le frecce in blu indicano l'attività delle correnti di fondo oceanico.

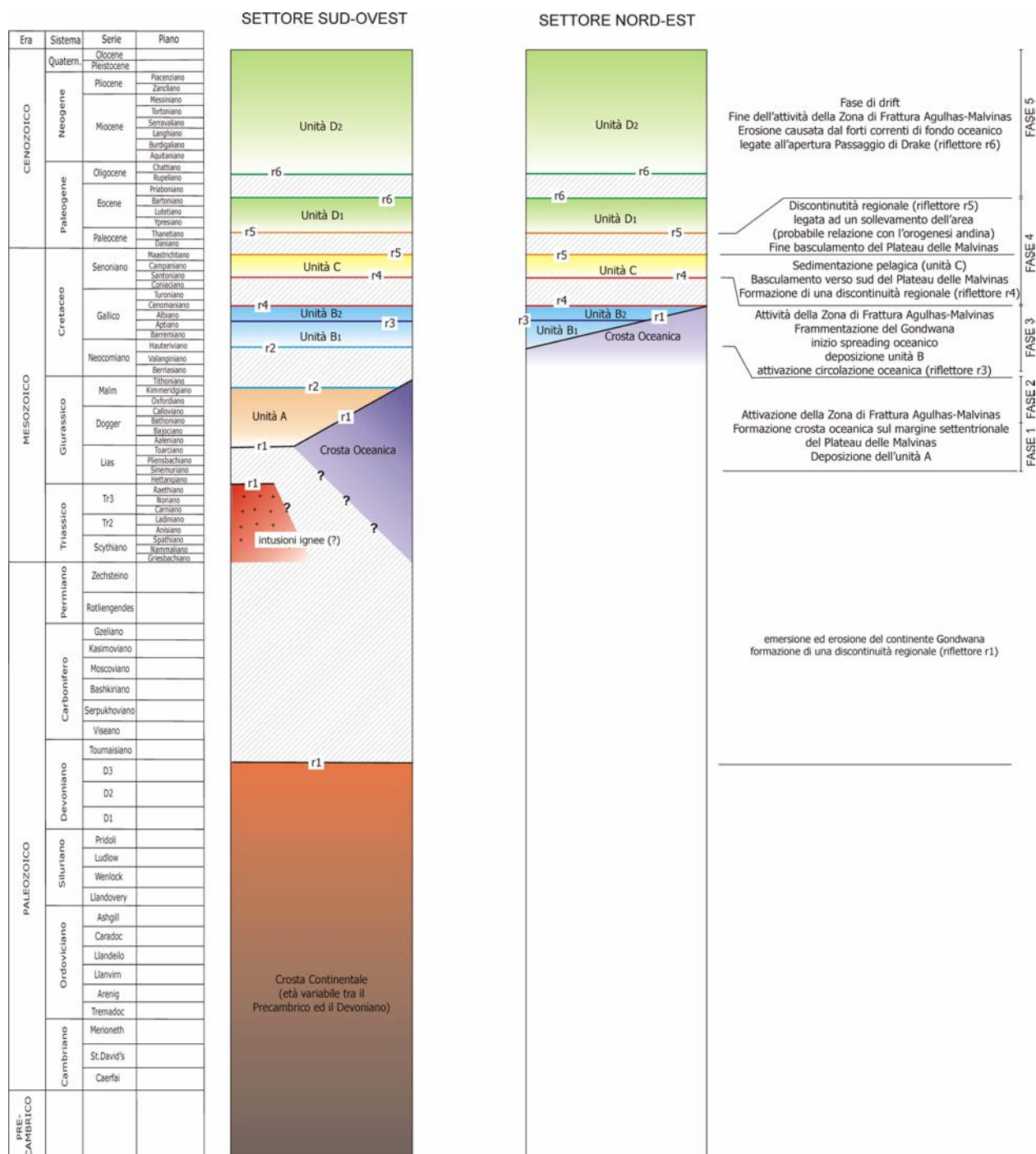


Tavola 6. Colonna crono-stratigrafica delle unità sismo-stratigrafiche individuate per i due settori in cui è stata suddivisa l'area esaminata (paragrafo 5.3); accanto sono evidenziate le tappe fondamentali del modello evolutivo proposto nel capitolo 8. Per l'ubicazione dei settori vedere figura 5.1.

BIBLIOGRAFIA

- Adie R.J., 1952a. *The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland*. Geological Magazine, 89, pp 401-410.
- Adie R.J., 1952b. *Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands*. 19th International Geological Congress, pp. 385-392, Algerie.
- Akpati B.N., 1978. *Geologic structure and evolution of the Keta basin, Ghana, West Africa*. Bulletin of Geological Society of America, 89, pp. 124-132.
- Allsopp H.L. & Kolbe P., 1965. *Isotopic age determinations on the Cape granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula, South Africa*. Geochimica, Cosmochimica Acta, vol 29, pp. 1115-1130.
- Alonso B., Farràn M. & Maldonado A., 1989. *Estratigrafia sísmica de alta resolució en margenes continentals pasivos: Factores de control durante el Cuaternario*. Revista Sociedad Geologica de España, 2, pp. 265-285.
- Anderson J.B. & Hampton L.D., 1974. *In situ measurement of sediment acoustic properties during coring*. In: Deep-Sea sediments, physical and mechanical properties, Tomo 2, Plenum Press.: pp. 447.
- Attoh K., Brown L., Guo J. & Heanlein J., 2004. *Seismic Stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana*. Tectonophysics, vol. 378, pp 1-16.
- Badley M.E., 1985. *Practical Seismic Interpretation*. International Human Resources Development Corporation, Boston.
- Baldi J.E. & Nevistic V.A., 1996. *Cuenca Costa Afuera del Golfo di San Jorge*. In V.A. Ramos & M.A. Turic (eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 10: pp 171-192, Buenos Aires.
- Bally A.V., 1983. *Seismic Expression of structural style: A picture and work atlas*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 3 vols.
- Bally A.V., 1987. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists, 27 (1), pp. 124.
- Barker P.F., 1977. *Underway geophysical observations, Leg 36, Deep Sea Drilling Project*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp. 945-970.
- Barker P.F., 1977. *Correlations between sites on the Eastern Falkland Plateau by means of seismic reflection profiles, Leg 36, Deep Sea Drilling Project*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp. 971-990.
- Barker P.F., 1979. *The history of ridge-crest offset at the Falkland-Agulhas Fracture Zone from a small-circle geophysical profile*. Journal of Geophysical Research of Astronomic Society, vol. 59, pp. 131-145.
- Barker P.F., 1999. *Evidence for a volcanic rifted margin and oceanic crustal structure for the Falkland Plateau Basin*. Journal of the Geological Society, vol. 156, pp. 889-900.
- Barker P.F., Dalziel I.W.D., Dinkelman G., Elliot D.H., Gombos A.M., Lonardi A., Tarney J., Thompson R.W., Plafker G., Tjalsma R.C., von der Borch C.C. & Wise S.W. Jr, 1977. *Site 330*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp 207- 227.
- Barker P.F., Dalziel I.W.D., Dinkelman G., Elliot D.H., Gombos A.M., Lonardi A., Tarney J., Thompson R.W., Plafker G., Tjalsma R.C., von der Borch C.C. & Wise S.W. Jr, 1977. *The evolution of the*

southwestern Atlantic ocean basin: results of Leg 36. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36; U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp. 993-1014.

Barker P.F., Dalziel I.W.D., Dinkelman G., Elliot D.H., Gombos A.M., Lonardi A., Tarney J., Thompson R.W., Plafker G., Tjalsma R.C., von der Borch C.C. & Wise S.W. Jr, 1983. *Site 511*. In Ludwig W.J. & Krashennikov V.A. (eds): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; U.S. Government Printing Office, 71, pp. 21-29.

Beaumont C., Keen C.E. & Boutillier R., 1982. *On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observation for the Nova Scotia margin*. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, vol. 70, pp. 667-715.

Beckinsale R.D., Tarney J., Darbyshire D.P.F. & Humm M.J., 1977. *Re-Sr and K-Ar Age Determinations on Samples of the Falkland Plateau Basement at Site 330, DSDP*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp.923-928.

Ben-Avraham Z., 1995. *Neotectonic activity offshore southeast Africa and its implications*. African Journal of Geology, vol. 98(2), pp. 202-207.

Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H. & le Roex A. P., 1995. *Neotectonics activity on continental fragments in the southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge*. Journal of Geophysical Research, vol. 100(B4), pp. 6199-6211.

Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H. & Kitchin K.A., 1997. *Structure and tectonics of the Agulhas-Falkland fracture zone*. Tectonophysics, vol. 282, pp. 83-89.

Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H. & Malan J.A., 1993. *Early extension between the Agulhas bank and the Falkland Plateau due to rotation of the Lafonia microplate*. Earth and Planetary Science Letters, 117, pp. 43-58.

Bianchi J.L. & Barbitta J.V., 1983. *Evolució Geològica de la Cunca Sedimentaria malvinas oriental-Oceano Atlàntico Sudoccidental (República Argentina)*. Primer Congreso Nacional de hidrocarburos, Petróleo y Gas, Trabajos Técnicos, Exploración, pp. 31-47.

Biddle K.T., Snively P.D. & Uliana, 1996. *Plateau de las Malvinas*. In V.A. Ramos & M.A. Turic (eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIIIº Congreso Geológico Argentino y IIIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 13: pp 225-252, Buenos Aires.

Bonatti E. Crane K., 1984. *Oceanic Fracture Zone*. Sci. Am., 250, pp. 36-47.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Peyve A., Raznitsin Y & Chen Y.J., 1994. *Transform migration and vertical tectonics at the Romanche Fracture Zone, equatorial Atlantic*. Journal of Geophysical Research, vol. 99(11), pp. 779-21, 802.

Bonatti E., Ligi M., Carrara G., Gasperini L., Turko N., Perfiliev S., Peyve A. & Sciuto P.F., 1996. *Diffuse impact of the Mid-Atlantic Ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection*. Journal of Geophysical Research, vol. 101(B4), pp. 8043-8054.

Brown L. & Fisher W., 1977. *Seismic-stratigraphic interpretation of depositional system: examples from Brazilian rift and pull-apart basins*. In C.E. Payton (ed.): Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration; American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 26, pp. 213-247.

Brown L. & Fisher W., 1980. *Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Cont. Ed. Course Note Series, 16, pp. 125.

Bry M., White N., Singh S., England R. & Trowell C., 2004. *Anatomy and formation of oblique continental collision: South Falkland basin*. Tectonics, vol. 23, TC4011, doi:10.1029/2002TC001482.

- Bubb J & Hatlelid W., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 10: Seismic recognition of carbonate build-ups*. In C.E. Payton (ed.): *Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 26, pp 1-15.
- Burke K. & Dewey J.F., 1972. *Plume generated triple junction: key indicators in applying plate tectonics to old rocks*. *Journal of Geology*, vol. 81, pp 406-433.
- Burke K., 1976. *Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean*. *Tectonophysics*, Vol. 36, pp. 93-112.
- Cande S.C., LaBrecque J.L. & Haxby W.F., 1988. *Plate Kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present*. *Journal of Geophysical Research*, vol 93, n. B11, pp. 479-13,492.
- Channel J.E.T., Erba E., Nakanishi M. & Tamaki K., 1995. *Late jurassic-early cretaceous scales and oceanic magnetic anomaly blk models*. *Geochronology Time and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication n. 54, pp. 51-64.
- Ciesielsky P.F. & S.W.Wise JR, 1977. *Geologic History of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (Southwest Atlantic Sector of the Southern Ocean) Based on Pistons and Drill Cores*. *Marine Geology*, vol. 25, pp. 175-207.
- Comer J.B. & Littlejohn R., 1977. *Content, composition, and thermal history of organic matter in Mesozoic sediments, Falkland Plateau*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp. 941-944.
- Cox A. & Hart R.B., 1986. *Plate Tectonics: how It Works*, Blackwell Scientific Publications, Inc.
- Cross R. & Lessenger M., 1988. *Seismic Stratigraphy*. *Annales Review of Earth Planetary Science*, 16, pp. 319-354.
- Del Ben A. & Mallardi A., 2004. *Interpretation and chronostratigraphic mapping of multichannel seismic reflection profile I95167, Eastern Falkland Plateau (South Atlantic)*. *Marine Geology*, vol. 209, pp. 347-361.
- Du Plessis A., Simpson E.S.W., 1974. *Magnetic anomalies associated with the southeastern continental margin of South Africa*. *Marine Geophysical Research*, 2, pp. 99-110.
- Edwards R.A., Withmarsh R.B. & Scrutton R.A., 1997. *Synthesis of the crustal structure of the transform continental margin off Ghana, northern Gulf of Guinea*. *Geo-Marine Letters*, vol 17, pp. 12-20.
- Emery D. & Myers K. (Eds), 1996. *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science Ltd., BP Exploration, Stockley Park Uxbridge, London.
- Ewing J.I., Ludwig W.J., Ewing M. & Eittreim S.L., 1971. *Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau*. *Journal of Geophysical research*, vol 76(29), pp. 7118-7137.
- Ewing M., Ludwig W.J. & Ewing J.I., 1963. *Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain, 1, Buenos Aires to Peninsula Vodez*. *Bulletin of Geological Society of America*, vol. 74(3), pp. 275-292.
- Ewing M., Ludwig W.J. & Ewing J.I., 1964. *Sediment Distribution in the Oceans: The Argentine Basin*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 69, n. 10, pp. 2003-2031.
- Ewing M. & Ewing J., 1965. *The sediments of the Argentine basin*. *Annales Academia Brasileira de Ciencias*, vol. 37, pp. 31-36.
- Ewing M. & Lonardi A.G., 1971. *Sedimentary structure of the Argentine margin, basin and related provinces*. *Physics and Chemistry of the Earth*, Ahrens L.H., Press F., Runcorn S.K. & Urey H.C. (Eds), vol. 8, pp. 123-252.

- Figueiredo A.M.F., Pellon de Miranda A., Ferriera R.F. & Zalan P.V., 1996. *Cuenca San Julian*. In V.A. Ramos & M.A. Turic (eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 11: pp 193-212, Buenos Aires.
- Foucher J.P., Le Pichon X. & Sibuet J.C., 1982. *The ocean continent transition in the uniform stretching model: Role of partial melting in the mantle*. Royal Society of London Philosophical Transactions, vol. 305, pp. 27-43.
- Francheteau J. & Le Pichon X., 1972. *Marginal Fracture Zones as Structural Framework of Continental Margins in South Atlantic Ocean*. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Vol. 56, pp. 991-1007.
- Gadd S.A. & Scrutton R.A., 1997. *An integrated thermomechanical model for transform continental margin evolution*. Geo-Marine Letters, 17, pp. 21-30.
- Galeazzi J.S., 1998. *Structural and Stratigraphic Evolution of the Western Malvinas Basins, Argentina*. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Vol. 82, n. 4, pp. 596-636.
- Gasperini L., Bonetti E., Brunelli D. & al., 1997. *New data on the geology of the Romanche F.Z., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report*. Giornale di Geologia, Vol. 59/1-2, pp. 3-18.
- Gasperini L., Bonatti E., Brunelli D., Carrara G., Cipriani A., Faretti P., Gilod D., Ligi M., Peyve A., Skolotnev S., Susini P., Tartarotti P. & Turko N., 1997. *New data on the geology of the Romanche F.Z., equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report*. Giornale di Geologia, ser. 3ª, Vol. 59/1-2, pp. 3-18.
- Gasperini L., Bernoulli D., Bonatti E., Borsetti A.M., Ligi M., Negri A., Sartori R. & von Salis K., 2001. *Lower Cretaceous to Eocene sedimentary transverse ridge at the Romanche Fracture Zone and the opening of the equatorial Atlantic*. Marine Geology, vol. 176, pp. 101-119.
- Goni G.J., Garzoli S.L., Roubicek A.J. & al., 1997. *Agulhas ring dynamics from TOPEK/Poseidon satellite altimeter data*. Journal of Marine Research, vol. 55/5, pp. 861-883.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Van Veen P., Thierry J. & Huang Z., 1994. *A Mesozoic time scale*. Journal of Geophysical Research, vol. 99, pp. 24051-24074.
- Gregory A.T., 1977. *Aspect of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation*. In Payton C.E. (ed.): *Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 26, pp 15-46.
- Grundlingh M.L., Bailey G.W., Shillington F.A., Schumann E.H. & Agenbag J.J., 1995. *Physical oceanographic activities in South Africa, 1991-1994*. South African Journal of Science, vol. 91(5), pp. 247-254.
- Haq B.U. & Shipboard Scientific Party, 1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports*, 122, pp. 826.
- Hardage B., 1987. *Seismic Stratigraphy*. London Geophysical Press., pp. 432.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L., Smith A.G. & Smith D.G., 1990. *A geological time scale 1989*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 263
- Harris W., Sliter W.V., Barker P.F., Dalziel I.W.D., Dinkelman G., Elliot D.H., Gombos A.M., Lonardi A., Tarney J., Thompson R.W., Plafker G., Tjalsma R.C., von der Borch C.C. & Wise S.W. Jr, 1977. *Evolution of the southwestern Atlantic ocean basin: results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp 993-1013.
- Hartnady. C.J.I., Joubert P. & Stowe C.W., 1985. *Proterozoic crustal evolution of southwestern Africa*. Episodes, 8, pp. 236-244.

- Hellend-Hansen W. & Gjølberg J.G., 1994. *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. Sedimentary Geology, 92, pp. 31-52.
- Hellend-Hansen W. & Martinsen O.J., 1994. *Shoreline trajectories and sequences: a descriptions of variable depositional-dip scenarios*. (submitted).
- Hinz K., 2000. *Type of continental margins, and foot of the continental slope determined by means of evidence to the contrary to the general rule*. Workshop Continental Shelf, Buenos Aires, pp. 99-125.
- Hinz K., Neben S., Schreckenberger B., Roeser H.A., Block M., Goncalves de Souza K. & Meyer H., 1999. *The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup*. Marine and Petroleum Geology, vol 16, pp. 1-25.
- Hyam D.M., Marshall J.E.A., Bull J.M. & Sanderson D.J., 2000. *The structural boundary East West Falkland: new evidence for movement history and lateral extent*. Marine and Petroleum Geology, vol. 17, pp. 13-26.
- Jacquin T. & Graciansky P.Ch., 1988. *Cyclic fluctuations of anoxia during Cretaceous time in the South Atlantic Ocean*. Marine and Petroleum Geology, 5, pp. 359-369.
- Kamenkovch V.M., Leonov Y.P. & Nechaev D.A., 1996. *On the influence of bottom topography on the Agulhas eddy*. Journal of Physical Oceanography, vol. 26(6), pp. 892-912.
- Kearey P., Brooks M. & Hill I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*, Blackwell Scientific Ltd.
- Keeley M.L. & Light M.P.R., 1993. *Basin Evolution and Prospectivity of the Argentine Continental Margin*. Journal of Petroleum Geology, Vol 16(4), pp. 451-464.
- Kjemperud A., Agbesinyale W., Agdestein T., Gustafsson C., Yücker A., 1991. *Tectono-stratigraphic history of the Keta basin, Ghana, with emphasis on late erosional episodes*. In Geologie A. & Curnelle R. (eds.): Bulletin des Centres de Recherche Exploration et Production Elf Aquitaine, Memoire, vol. 13, pp. 55- 69.
- LaBrecque J. & Rabinowitz P.D., 1977. *Magnetic anomalies bordering the continental margin of Argentina*. American Association of Petroleum Geologists, Map Series, Cat. 826.
- LaBrecque J., Kent D.V. & Cande S.C., 1977. *Revised magnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic time*. Geology, Vol. 5, pp. 330-335.
- La Brecque J.L. & Hayes D.E., 1979. *Seafloor spreading history of the Agulhas Basin*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 45, pp. 411-428.
- Langseth M.G. & Ludwig W.J., 1983. *A heat flow measurement on the Falkland Plateau*. In Ludwig W.J. & Krashennikov V.A. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, U.S. Government Printing Office, 71, pp 299-303.
- Larson R.L. & Ladd J.W., 1973. *Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous*. Nature, Vol. 246, pp. 209-212.
- LASE Study Group, 1986. *Deep structure of the US East Coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE)*. Marine and Petroleum Geology, vol. 3, pp. 234-242.
- Lawrence S. & Jhonson M., 1995. *Shelf North of Falkland may be new S. Atlantic Petroleum Province*. Oil & Gas Journal, pp. 52-55.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M. & Dalziel, I.W.D., 1999. *A Tight fit-Early Mesozoic Gondwana. A Plate Reconstruction Perspective*. In Motoyoshi Y. & Shiraishi K. (eds.): Origin and Evolution of Continents. Proceedings of the International Symposium "Origin and Evolution of Continents," 13-14 October, 1997, Tokyo, Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue, No. 53, p. 214-229.

- Lawver L.A., Sclater J.G. & Meinke L., 1985. *Mesozoic and Cenozoic Reconstructions of the South Atlantic*. Tectonophysics. In Husebye E.S., Jhonson G.L. & Kristoffersen (eds.): Geophysics of the Polar Regions, Vol. 114, pp. 233-254.
- Leenhardt O., 1972. *Le Sondage Sismique Continu*. Ed. Masson et Cie, pp. 164.
- LePichon X., 1968. *Sea-floor spreading and continental drift*. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, pp. 3661-3697.
- Le Pichon X. & Hayes D.E., 1971. *Marginal Offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the South Atlantic*. Journal of Geophysical Research, Vol. 76, n. 26, pp. 6283-6293.
- Lodolo E., Coren F. & Zanolla C., 1999. *The Osservatorio Geofisico Sperimentale marine magnetic surveys in the Antarctic Seas*. Annali di Geofisica, Vol. 42(2), pp. 211-214.
- Longuemard J.P. & Dubol-Razavet C., 1980. *Influence de quelques caractères granulométrique des sédiments marins sur le valeur du coefficient de refesion d'interface mer-sédiment*. Acustica, 41(1), pp. 34-39.
- Lopez Blanco M., 1996. *Estratigrafia secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepais: Ejemplos de St. Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleògeno cuenca de antepais surpirenaica)*. Tesi doctoral de la Universidad de Barcelona, pp 238.
- Lorenzo J.M. & Mutter J.C., 1988. *Seismic Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Falkland/Malvinas Plateau*. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 18(2), pp. 191-200.
- Lorenzo J.M., Mutter J.C., Larson R.L. & Northwest Australia Study Group, 1991. *Development of the continent-ocean transform boundary of the southern Exmouth Plateau*. Geology, Vol. 19, pp 843-846.
- Lorenzo J.M. & Wessel P., 1997. *Flexure across a continent-ocean fracture zone: the northern Falkland/Malvinas Plateau, South Atlantic*. Geo-Marine Letters, 17, pp. 110-118.
- Ludwig W.J., 1983. *Seismic evidence for carbonate buildups at the northern edge of the Maurice Ewing bank, Falkland Plateau*. In Ludwig W.J. & Krashennikov V.A. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, U.S. Government Printing Office, 71, pp. 295-297.
- Ludwig W.J., 1983. *Geologic Framework of the Falkland Plateau*. In Ludwig W.J. & Krashennikov V.A. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, U.S. Government Printing Office, 71, pp. 281-293.
- Ludwig W.J., Ewing J.I. & Ewing M., 1968. *Structure of argentine continental margin*. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Vol. 52, n. 12, pp. 2337-2368.
- Ludwig W.J., Krashennikov V. et al., 1980. Tertiary and Cretaceous paleoenvironments in the southwest Atlantic Ocean: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg 71. Geological Society of America Bulletin, Part 1, Vol. 91, pp. 655-664.
- Ludwig W.J. & Rabinowitz P.D., 1980. *Seismic stratigraphy and structure of the Falkland Plateau* (Abstract). Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 64, pp. 742.
- Ludwig W.J., Windisch C., Houtz R. & Ewing J., 1976. *Structure of the Falkland Plateau and off-shore Tierra del Fuego, Argentina*. In: Geological and Geophysical Investigation of Continental Margine, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 29, pp. 124 137.
- Macdonald D., Gomez-Perez I., Franzese J., Spalletti L., Lawer L., Gahagan L., Dalziel I., Thomas C., Trewin N., Hole M. & Paton D., 2003. *Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic*. Marine and Petroleum Geology, Vol. 20, pp. 287-308.

- Malan J.A., 1993. *Geology, potential of Algoa, Gamtoos basins of South Africa*. Oil & Gas Journal, pp. 74-77.
- Marcus G.L. & Ludwig W.J., 1983.. *A heat measurement on the Falkland Plateau*. In Ludwig W.J. & Krashennikov V.A. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, U.S. Government Printing Office, 71, pp. 299-303.
- Marinelli R., Franzin H. & Laffitte G., 1992. *La exploración costa afuera en la cuenca de Malvinas*. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca IX (32), Buenos Aires, pp. 67-74.
- Marks K.M. & Stock J.M., 2001. *Evolution of the Malvinas Plate South of Africa*. Marine Geophysical Researches, Vol. 22(4), pp. 289-302.
- Marshall J.E.A., 1994a. *The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography*. Tectonics, Vol. 13, pp. 499-514.
- Martin A.K., Hartnady C.J.H. & Goodlad S.W., 1981. *A revised fit of South America and South Central Africa*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 54, pp. 293-305.
- Martin A.K., Goodlad S.W., Hartnady C.J.H. & Du Plessis A., 1982. *Cretaceous paleoposition of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies*. Journal of Geophysical Research of Astronomical Society, Vol. 71, pp. 567-579.
- Martin A.K. & Hartnady C.J.H., 1986. *Plate tectonic development of the South West Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa*. Journal of Geophysical Research, Vol. 91, pp. 4767-4786.
- Masclé J. & Blarez E., 1987. *Evidence for transform margin evolution from the Côte d'Ivoire-Ghana continental margin*. Nature, 326, pp. 378-381.
- Masclé J., Guiraud M., Benkheilil J., Basile C., Bouillin J.P., Masclé G., Cousin M., Durand M., Dejoux J & Moullade M., 1998. *A geological field trip to the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin*. Oceanologica Acta, Vol. 21, n. 1, pp. 1-20.
- Masclé J., Lohman G.P., Clift P.D. et al., 1996. Proceeding of Ocean Drilling Program, Initial Reports, 159, pp 616.
- McGuire J.J., Ihmlé P.F. & Jordan T.H., 1996. *Time-domain observations of a slow precursor to the 1994 Romanche Transform Earthquake*. Science, Vol. 274(5284), pp. 82-85.
- Miall A.D., 1999. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer.
- Mitchell C., Taylor G.K., Cox K.G. & Shaw J., 1986. *Are the Falkland Islands a rotated microplate?*. Nature, Vol. 319, pp. 131-134.
- Mitchum R.M., Vail P & Thompson S., 1997. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part I: Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy*. American Association Petroleum Geologists, Memoirs, 26, pp. 205-210.
- Mutter J.C. & 10 others, 1989. *Extension of the Exmouth Plateau, offshore northwestern Australia: Deep seismic reflection/refraction evidence for simple and pure shear mechanisms*. Geology, Vol. 17, pp. 15-18.
- Newton A.R., 1976. *Was there an Agulhas triple junction?*. Nature, Vol. 260, pp. 767-768.
- Nullo F.E., 1991. *Cuencas Extensionales del Mesozoico Inferior en el Extremo Sur de Sudamerica, un Modelo Transpresional*. Asociacion Geologica Argentina, Rev., Vol. XLVI (1-2), pp. 115-126.
- Nürnberg D. & Dietmar Müller R., 1991. *The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present*. Tectonophysics, Vol. 191, pp. 27-53.

O'Connell S. & Wise S.W., 1990. *Development of Mesozoic organic-rich sedimentary facies across Southwestern Gondwanaland basins and margins*. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 74 (5), pp. 732.

Payton C.E., 1977. *Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

Peirce C., Whitmarsh R.B., Scrutton R.A., pontoise B., Sage F. & Mascle J., 1996. *Côte d'Ivoire-Ghana margin: seismic imaging of passive rifted crust adjacent to a transform continental margin*. Geophysical Journal International, Vol. 125(3), pp. 781-795.

Platt N.H. & Philip P.R., 1995. *Structure of the southern Falkland Islands continental shelf: initial results from new seismic data*. Marine and Petroleum Geology, Vol. 12, n. 7, pp.759-771.

Pletsch T., Erbacher J., Holbourn A.E.L., Kuhnt W., Moullade M., Oboh-Ikuenobede F.E., Söding E. & Wagner T., 2001. *Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin (ODP Leg 159)*. Journal of South America Earth Sciences, Vol. 14, pp. 147-174.

Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P. & Tesson M., 1992. *Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Example and Explorations Significance*. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Vol. 76(11), pp. 1687-1703.

Posamentier H.W. & James, 1993. *An overview of sequence stratigraphy concepts: use and abuse*. In Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.V. & Allen G.P. (eds.): Sequence stratigraphy and facies associations, IAS, 18, pp. 3-18.

Posamentier H.W., Jervey M.T. & Vail P.R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition I-Conceptual framework*. In Wilgus C.K., Hasting B.S., Kedall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds.): Sea level change-an integrated approach, SEPM, Special Publication, 42, pp. 110-124.

Posamentier H.W. & Vail P.R., 1985. *Eustatic controls on depositional stratal patterns*. Society of Economic Paleontological and Mineral Research, Conference n° 6, Sea Level Change. An integrated Approach.

Posamentier H.W. & Vail P.R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition II-Sequence and system tracts models*. In Wilgus C.K., Hasting B.S., Kedall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds.): Sea level change-an integrated approach, SEPM, Special Publication, 42, pp. 125-154.

Pucci J.C., 1987. *A review of Argentina's sedimentary basins*. Oil & Gas Journal, pp. 52-55.

Rabinowitz P.D. & LaBrecque J., 1977. *The isostatic gravity anomaly: A key to the evolution of the ocean-continent boundary*. Earth Planetary Science Letters, Vol. 35, pp. 145-150.

Rabinowitz P.D., 1977. *Gravity anomalies bordering the continental margin of Argentina, color map with text*. American Association of Petroleum Geologists, Cat. 825, Tulsa, Okla.

Rabinowitz P.D., Delach M., Truchan M. & Lonardi A., 1978. *Argentin continental margin and the adjacent areas, color map with text, Cat. 828*. Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, Okla..

Rabinowitz P.D. & LaBrecque J., 1979. *The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins*. Journal of Geophysical Research, Vol. 84(B11), pp. 5973-6002.

Ramos V.A., 1996. *Evolució Tectónica de la Plataforma Continental*. In V.A. Ramos & M.A. Turic (eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 21: pp 385-404, Buenos Aires.

Rapalini A.E. & Vizán H., 1993. *Evidence of Intrapangea Movements in Gondwanaland*. XII Congrès International de la Stratigraphie et Geologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus I, pp. 405-434.

- Reeves C., 2000. *The geophysical mapping of Mesozoic dyke swarms in southern Africa and their origin in the disruption of Gondwana*. Journal of African Earth Sciences, vol. 30, No. 3, pp. 499-513.
- Richards P.C. & Fannin N., 1994. *Falkland Islands offshore offers high risks-costs, good potential*. Oil & Gas Journal, Jan. 17, pp.67-70.
- Richards P.C., Gatliff R.W., Quinn M.F., Williamson J.P. & Fannin N.G.T., 1996b. *The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf*. In Storey B.C., King E.C. & Livermore R.A. (eds.): Weddell Sea Tectonics and Gondwana Breakup. Geological Society, London Special Publication, vol. 108, pp. 105-128.
- Richards P.C., Gatliff R.W., Quinn M.F., & Fannin N.G.T., 1996. *Petroleum potential of the Falkland Islands offshore area*. Journal of Petroleum Geology, Vol 19(2), pp. 161-182.
- Richards P.C. & Hillier B.V., 2000. *Post-Drilling analysis of the North Falkland Basin- Part 1: Tectono-Stratigraphic Framework*. Journal of Petroleum Geology, Vol. 23, n. 3, pp. 253-272.
- Richards P.C. & Hillier B.V., 2000. *Post-Drilling Analysis of the North Falkland Basin- Part 2: The Petroleum System and Future Prospects*. Journal of Petroleum Geology, Vol. 23(3), pp. 273-292.
- Richardson N.J. & Underhill J.R., 2002. *Controls on the structural architecture and sedimentary character of syn-rift sequence, North Falkland Basin, South Atlantic*. Marine and Petroleum Geology, Vol. 19, pp. 417-443.
- Ross J.G., Pinchin J., Griffin D.G., Dinkelman M.G., Turic M.A. & Nevistic V.A., 1996. *Cuenca de Malvinas Norte*. In V.A. Ramos & M.A. Turic (eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 14: pp 273-309, Buenos Aires.
- Sage F., Basile C., Mascle J., Pontoise B. & Whitmarsh R.B., 2000. *Crustal structure of the continent ocean transition off the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across paleotransform boundary*. Geophysical Journal. International, 143, pp. 662-678.
- Sandwell D.T., Yale M.M. & Smith W.H.F., 1995. *Gravity anomaly profiles from ERS-1, Topex and Geosat altimetry*. EOS, Transactions American Geophysical Union, 76, 329.
- Sangree J.B. & Widmier J.M., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9: Seismic Interpretation of clastic depositional facies*. In Payton C.E. (ed.): Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration. Tulsa (AAPG), American Association Petroleum Geologist Memoir, 26, pp 165-184,
- Schmidt D.L. & Rowley P.D., 1986. *Continental Rifting and Transform Faulting along the Jurassic Transantarctic Rift- Antarctica*. Tectonics, Vol. 5, n.2, pp. 279-291.
- Schut E.W., Uenzelmann-Neben G. & Gersonde R., 2002. *Seismic evidence for bottom current at the Agulhas Ridge*. Global and Planetary Change, Vol. 34, pp 185-198.
- Sclater J.G., Bowin C., Hey R., Hoskins H., Pierce J., Phillips J & Tapscott C., 1976. *The Bouvet Triple Junction*. Journal of Geophysical Research, Vol. 81, pp. 1857-1869.
- Searle R.C, Thomas M.V. & Jpnas E.J.W., 1994. *Morphology and tectonics of the Romanche Transform and its environs*. Marine Geophysical Researches, Vol. 16 (6), pp 427-453.
- Shaw P.R., 1987. *Plate Reconstructions of the South Atlantic using Seasat altimeter data*. Journal of Geophysical Research., Vol. 92, pp. 9363-9375.
- Shaw P.R. & Cande S.C., 1990. *High-Resolution Inversion for South Atlantic Plate Kinematics Using Joint Altimeter and Magnetic Anomaly Data*. Journal of Geophysical Research, Vol. 95, n. B3, pp 2625-2644.

- Sheibnerova V., 1981. *Paleogeographical implications of Cretaceous benthic foraminifera recovered by the Deep Sea Drilling Project in the western South Atlantic Ocean*. Cretaceous Researches., Vol. 2, pp. 1-18.
- Sliter W.V., 1977. *Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean and evolution of its continental margins*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp. 519-573.
- Smith W.H.F., Sandwell, D.T., 1994. *Batymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry*. Journal of Geophysical Research, 99, 21.803-21.824.
- Stanley D.J. & Moore G.T., 1983. *The Shelbreak: Critical Interface in Continental Margins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 33, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Storey B.C., Curtis M.L., Ferris J.K., Hunter M.A. & Livermore R.A., 1999. *Reconstruction and break-out model for the Falkland Islands within Gondwana*. Journal of African Earth Sciences, Vol. 29, n. 1, pp. 153-163.
- Stow D.A.V., 1987. *South Atlantic organic rich sediments: facies, processes and environments of deposition, in Marine petroleum sources rocks*. In Brooks J. & Fleet A.J. (eds.), Geological Society, London, Special Publication, 26, pp. 287-299.
- Sushchevskaya N.M., Peyve A.A., Tsekhonoya T.I., Skolotnev S.G. & Kononkova N.N., 1996. *Magmatic petrology and geochemistry of the active parts of the Romanche and St. Paul fractures and related parts of the Mid-Atlantic Ridge*. Geochemistry International, Vol. 33(2), pp.39-61.
- Tarney J., 1977. *Petrology, Mineralogy and Geochemistry of the Falkland Plateau Basement Rocks, site 330*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp.893-912.
- Tassone A.A., 1998. *Sismoestratigrafia y Evoluci3n Tectosedimentaria del Margen Continental Norcatal3n (Mediterr3neo Occidental) durante el Cenozoico*. Universitat de Barcelona, Departament de Geologia Din3mica, Geofisica i Paleontologia, Barcelona.
- Tassone A., Lippai H., Menichetti M., Comba A., Hormaechea J.L. & Vilas J.F., 2005. *A geological and geophysical crustal section across the Megallanes-Fagnano fault of Tierra del Fuego*. Journal of South America Earth Sciences, Vol. 19, pp. 99-109.
- Tassone A., Yagupsky D., Lodolo E., Menichetti M. & Lippai H., 2005. *Seismic study of the southernmost Andes in the SW Atlantic Ocean: Main wrench faults and associated basin*. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, pp. 722-725.
- Tassone A., Peroni J., Lippai H., Lodolo E., Vilas J.F. & Rapalini A., 2005. *Anomalias Magneticas de las Areas del cerro Hewhopen y Bahia Ushuaia. Tierra del Fuego. Argentina*. in Press.
- Taylor G.K., Shaw J., 1989. *The Falkland Islands: new paleomagnetic data and their origin as a displaced terrane from southern Africa*. In Hillhouse J.W. (ed.): Deep Structure and Paste Kinematics of Accreted Terranes. Geophysical Monograph 50, IUGG 5, 59-72.
- Thompson R.W., 1977. *Mesozoic sedimentation on the eastern Falkland Plateau*. In Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 36, pp. 877-892.
- Thomson K., 1998. *When did the Falkland rotate?*. Marine and Petroleum Geology, 15, pp. 723-736.
- Thomson K., Hegarty K.A., Marshallsea S.J. & Green P.F., 2002. *Thermal and tectonic evolution of the Falkland Islands: implications for hydrocarbur exploration in the adjacent offshore region*. Marine and Petroleum Geology, 19, pp. 95-116.

- Todd B.J. & Keen C.E., 1989. *Temperature effects and their geological consequences at transform margins*. Canadian Journal of Earth Science, 26, pp. 2591-2603.
- Trewin N., Macdonald D.I.M. & Thomas C.G.C., 2002. *Stratigraphy and sedimentology of the Permian of the Falkland Islands: lithostratigraphic and paleoenvironmental links with South Africa*. Journal of the Geological Society, Vol. 159, pp. 5- 19.
- Turner B., 1999. *Tectono-stratigraphic modelling of the Upper Karoo foreland basin: orogenic unloading versus thermally-induced Gondwana rifting*. Ph.D. Thesis, Department of Geological Sciences, South Road, Durham University, Durham, UK.
- Turner J.C.M., 1980. *Islas Malvinas*. In: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Vol. II, pp.1503-1527.
- Uenzelmann-Neben G. & Gohl K. & Eherhart A., 1999. *Agulhas Plateau, SW Indian Ocean: New Evidence for Excessive Volcanism*. Geophysical Research Letters, Vol. 26, n. 13, pp. 1941-1944.
- Uenzelmann-Neben G. & Gohl K., 2004. *The Agulhas Ridge, South Atlantic: the particular structure of a fracture zone*. Marine Geophysical Researches, vol. 25, pp. 305-319.
- Uliana M.A. & Biddle K.T., 1988. *Mesozoic-Cenozoic Paleogeographic and Geodynamic Evolution of Southern South America*. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 18(2), pp. 172-190.
- Urien C.M. & Zambrano J.J., 1973. *The Geology of the Basin of the Argentine Continental Margin and Malvinas Plateau*. In Nairn A.E.M. & Stheli F.G. (eds.): The Ocean Basins and Margins, pp. 135-169.
- Urien C.M., Zambrano J.J., & Martins L.R., 1981. *The Basins of Southeastern South America (Southern Brazil, Uruguay, & Eastern Argentina) Including the Malvinas Plateau and Southern south Atlantic Paleogeographic Evolution*. In Volkheimer W. & Musacchio E.A. (eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité del Jurásico y del Cretácico, Vol. 1, pp. 45-125.
- Urien C.M., Zambrano J.J. & Yrigoyen M.R., 1995. *Petroleum Basins of Southern South America: An Overview*. In Tankard A.J., R. Suarez S. & Welsink H.J. (eds.): Petroleum basins of South America, pp 63-77.
- Vail P., 1987., *Seismic Stratigraphy interpretation procedure*. In A.W. Bally (ed.): Seismic Stratigraphy Atlas. American Association of Petroleum Geologist, Studies in Geology, 27, pp.1-10.
- Vail P., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perez-cruz G., 1990. *The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentation- An Overview*. In Einsele G., Ricken W. & Seilacher A (eds.): Cycle as Events in Stratigraphy, pp. 617-659.
- Vail P., Mitchum R.M, Thompson III S., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: cycles of relative changes of sea level*. In C.E. Payton (ed): Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologist Memoirs, 26, pp. 63-81.
- Valencio D.A., Vilas J.F. & Pacca I.G., 1983. *The significance of the paleomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: Predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy*. Journal of Geophysical Research Astronomic Society, Vol. 73, pp. 135-151.
- Van Wagoner J.C., 1985. *Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change*. SEPM mid-year meeting, Abstract, 91-92.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campton K.M. & Rahmanian V.D., 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists, Meth. Expl. Series, 7, pp. 55.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Posamentier H.W. & Vail P.R., 1987. *Seismic stratigraphy interpretation using seismic stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy*. In Bally A.W. (ed.): Atlas of seismic stratigraphy, 1, American Association of Petroleum Geologists. Geology, 27, pp. 11-14.

Vila F., 1965. *Conocimiento actual de la plataforma continental argentina*. Rep 644, Secr. De Mar. Serv de Hidrogr. Nav., Buenos Aires.

Vilas F.A., 1981. *Paleomagnetism of South America rocks and the dynamic processes related with the fragmentation of Western Gondwana*, in *Paleoreconstruction of the continents*, Mc Elhinny M.D. & Valencio D.A. (Eds), American Geophysical Union, Geodynamic Series 2, pp. 106-114.

White R.S. & McKenzie D.P., 1989. *Magmatism at rift zone: The generation of volcanic continental margin and flood basalts*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, pp. 7685-7730.

White R.S., Spence G.D., Fowler S.R., McKenzie D.P., Westbrook G.K. & Bowen A.N., 1987. *Magmatism at rifted continental margins*. *Nature*, vol. 330, pp. 439-444

Wildeboer Schut E., Uenzelmann-Neben G. & Gersonde R., 2002. *Seismic evidence for bottom current activity at the Agulhas Ridge*. *Global and Planetary Change*, 34, pp. 185-198.

Wilgus C.K., Hasting B.S., Kedall C.G.St.C, Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds.), 1988. *Sea level change-an integrated approach*. SEPM, Special Publication, 42, pp. 407.

Wilson D.S., 1993. *Confirmation of the astronomical calibration of the magnetic polarity timescale from sea-floor spreading rates*. *Nature*, vol. 364, pp. 788-790.

Wood M., 1995. *Development potential seen in Bredasdorp basin off South Africa*. *Oil & Gas Journal*, pp. 54-58.

Worsley T., 1971. *Terminal Cretaceous events*. *Nature*, 230, pp 318-320.

Yagupsky D.L., Vilas J.F. & Tassone A., 2004. *Estudio Sismoestratigráfico y Structural del Sector Meridional de las Cuencas de Magallanes y Malvinas*. Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Buenos Aires.

Zambrano J.J. & Urien C.M., 197. *Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore*. *Journal of Geophysical Research*, 75(8), pp. 1363-1396.

Zambrano J.J. & Urien C.M., 1974. *Pre-Cretaceous Basins in the Argentine Continental Shelf*. In Burk C.A. & Drake C.L. (eds.): *The Geology of Continental Margins*, pp. 463-470.